

**Институт геологии Дагестанского научного центра РАН  
Дагестанский государственный университет**

**Труды Института геологии  
Дагестанского научного центра РАН  
Выпуск №**

# **Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа**

*Сборник статей по материалам научно-практической конференции  
(5-7 декабря 2013 г.), посвященный 80-летию отличника  
разведки недр СССР, заслуженного деятеля науки РД,  
доктора геолого-минералогических наук*

**КУРБАНОВА МАГОМЕДА КУРБАНОВИЧА**

**α**  
*aleph*

**Махачкала**

УДК 551+553.04(479+262.81+470.6)+493(470.6)

ББК 550.34

Г-36

Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Вып. 62. **Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа.** Сборник статей по материалам научно-практической конференции (5-7 декабря 2013 г.), посвященный 80-летию отличника разведки недр СССР, заслуженного деятеля науки РД, доктора геолого-минералогических наук Курбанова Магомеда Курбановича. Махачкала: Институт геологии ДНЦ РАН, АЛЕФ (ИП Овчинников М.А.), 2013. - 330 с.

ISBN 978-5-4242-0167-7

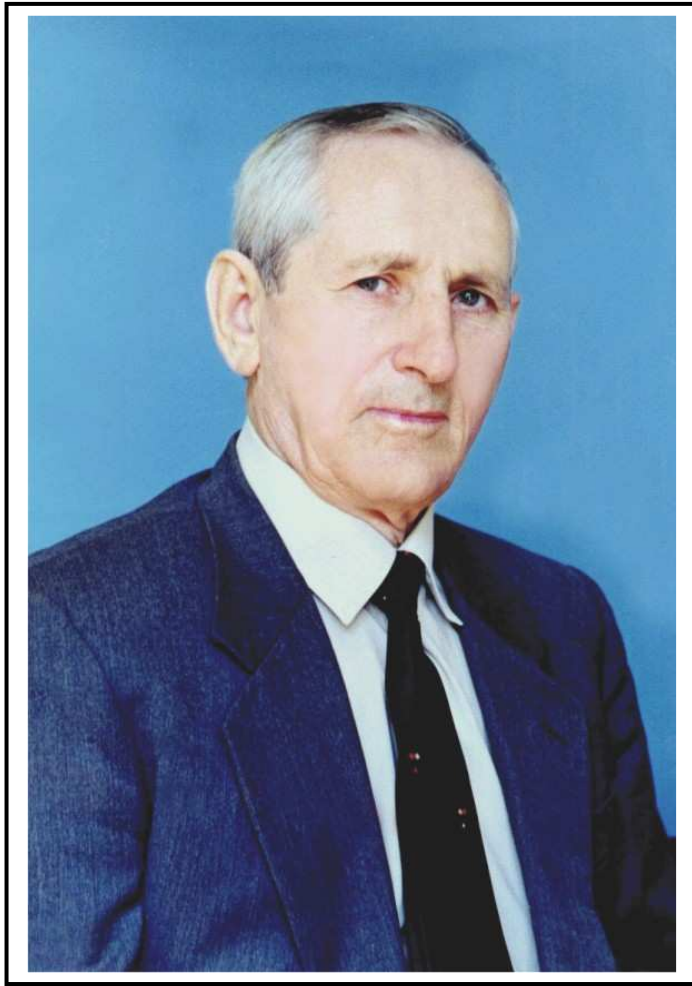
В сборнике научных статей ИГ ДНЦ РАН «Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа» представлены результаты исследований, проведенных в НИИ и организациях Кавказа о современном состоянии и развития гидрогеологической науки и проблемы комплексного использования ресурсов хозяйственно-питьевых и термоминеральных подземных вод, проблемы и особенности поиска твердых полезных ископаемых и полиметаллов, нефтегазоносности мезозойско-кайнозойского комплекса Восточного Предкавказья и Кавказа в целом, геодинамической эволюции Кавказского орогена, сейсмичности и флюидного режима, состояние и перспективы исследований по сейсмическому режиму, геодинамике и тектонике сейсмоактивных регионов РФ.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов в области гидрогеологии, геотермии, нефтяной геологии, тектоники, сейсмологии, экологии

*Редакционная коллегия:* Черкашин В.И., Мамаев С.А., Магомедов Р.А., Ибаев Ж.Г

ISBN 978-5-4242-0167-7

© Институт геологии ДНЦ РАН, 2013



62

**ПАМЯТИ УЧЕНОГО**  
**(к 80-летию со дня рождения Курбанова Магомеда Курбановича)**

*Черкашин В.И.*

*Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский государственный университет*

Пятое декабря – день рождения одного из видных ученых в области гидрогеологии, исследователя и практика, (человека с большой буквы), заслуженного деятеля науки Республики Дагестан, доктора геолого-минералогических наук Курбанова Магомеда Курбановича. Все, кто его знали, работали с ним, дружили, общались на научном поприще отмечали его профессионализм и постоянное стремление узнать больше в области наук о Земле и в частности, его любимого направления – гидрогеологии. Магомед Курбанович – первый доктор наук Дагестана в этом направлении, проложивший тропинку для других исследователей. За профессиональные достижения в работе Магомед Курбанович удостоен званий «Отличник разведки недр СССР», «Победитель IX пятилетки», награжден Орденом Дружбы и Орденом Почета, серебряной медалью ВДНХ, почетными грамотами Президиума АН СССР, Дагестанского филиала, Главного управления по РД Минприроды РФ, а также премией Президиума АН СССР за разработку и внедрение новой техники.

Судьба М.К. Курбанова – уникальная судьба крупного ученого, посвятившего себя служению отечественной науке, своему народу и государству.

Курбанов Магомед Курбанович 1933 года рождения, лакец, окончил в 1956 году геологический факультет Ленинградского государственного университета им. А.А.Жданова по специальности «Гидрогеология и инженерная геология». С 1956 по 2009 гг. работал в Дагестанском научном центре Российской академии наук (ДНЦ РАН) на должностях: младшего, старшего научного сотрудника; заведующего лабораторией Института геологии; заместителем директора Института проблем геотермии (1982-1985, 2002 гг.), а с 2003 года – главным научным сотрудником Института геологии и Института проблем геотермии.

В 1964 г. защитил кандидатскую, а в 1993 г. – докторскую диссертацию по специальности «Гидрогеология», имеет более двухсот опубликованных работ, в том числе 4 монографии и более тридцати сводных тематических отчетов, проектов, программ и геотехнологических разработок. Основные труды посвящены исследованию закономерностей формирования, разработке методов поиска и технологии комплексного освоения ресурсов пресных, термоминеральных подземных вод и газонефтяных залежей Дагестана и Восточного Предкавказья. Курбановым М.К. разработаны научные концепции о коровой гидрогеотермосфере, субвертикальном тепломассопереносе из верхней мантии, флюидном механизме мелкофокусных землетрясений; гидрогеологические, геотермические и газогеохимические методы поиска флюидных месторождений.

Для творчества Курбанова М.К. характерно сочетание теории с практикой. Так, еще в 1964 году в кандидатской диссертации, посвященной формированию подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна, им впервые было открыто крупнейшее на Кавказе Сулакское месторождение пресных подземных вод, дана комплексная оценка и развернутые геэкологические рекомендации по предотвращению процессов загрязнения и истощения ресурсов подземных вод уникального на юге России гидрогеологического резервуара.

Это и сегодня не потеряло актуальности, поскольку одним из важнейших полезных ископаемых в XXI веке мировое сообщество геологов считает ресурсы пресных подземных вод. Оснований для этого более чем достаточно. Поверхностные воды речных систем и водоемов повсюду загрязнены и без глубокой очистки, требующей больших затрат, непригодны для водоснабжения. Исключением являются



отдельные озера типа Байкал, Севан и горные реки. Поэтому главным источником коммунально-бытового водоснабжения во всем мире, и в первую очередь в развитых странах Европы, Америки и Азии, стали естественные или искусственно созданные ресурсы подземных вод.

Так, в России из подземных пластов десятками тысяч скважин ежедневно добываются по 40 млн. кубометров воды (15 млрд. м<sup>3</sup>/год) и этой водой обеспечиваются потребности 60% городского и 85% сельского населения. Примерно такой же уровень использования ресурсов подземных вод для снабжения населения Северного Кавказа, в т.ч. Республики Дагестан, где коммунально-бытовое водоснабжение около 65% населения осуществляется за счет подземных, преимущественно артезианских вод.

Таким образом, главным, а для населения равнинной части Восточного Предкавказья и особенно Дагестана, где эксплуатируются более 3500 артезианских скважин, единственным источником водоснабжения сельских районов и ряда городов являются артезианские воды.

Однако за последние 30-40 лет, по мере непомерного роста количества подземных водозаборов, повсеместного игнорирования рекомендаций ученых и элементарных нормативов эксплуатации Терско-Кумского артезианского бассейна (ТКАБ), стали развиваться катастрофические геоэкологические процессы мышьяковистого и прочего загрязнения пресных подземных вод, истощения их запасов, затопление и засоление приартезианских земель и даже оседание поверхности земли, что может провоцировать деформацию зданий, гидротехнических сооружений и техногенные землетрясения.

По существу постепенно надвигается экологическая катастрофа, сущность которой на примере Дагестанской части ТКАБ заключается в следующем:

1. Не менее 50-60% подземных вод артезианских скважин плоскостных районов Северного Дагестана содержат от 2 до 14 ПДК (предельно допустимая концентрация) мышьяка, который, накапливаясь в организме людей, отрицательно влияет на иммунную систему и наследственность.

2. Значительное количество артскважин содержит так же 2-5 ПДК тяжелых металлов, марганца, органических веществ и даже фенолов. В итоге около 60-70% питьевых вод артезианских скважин за последние десятилетия подверглись загрязнению канцерогенными веществами, увеличилась минерализация и они не отвечают нормативам ГОСТа 2874-82 "Вода питьевая".

Кроме этого основными геоэкологическими нарушениями являются:

- отсутствие зоны санитарной охраны примерно у 80-90% артскважин;
- предельный гидродинамический режим фонтанной эксплуатации артезианских скважин без учета потребностей;
- примерно 70-80% добываемых из недр артезианских вод не используется вовсе и сбрасывается на приартезианские земли, что приводит не только к истощению запасов вод, но и к антисанитарии, затоплению и засолению ежегодно сотен гектаров плодородных земель;
- более 1500 артезианских скважин, вместо положенных по амортизационным нормативам 25 лет, эксплуатируются 30-50 и более лет, что привело к их полному износу и последующему выходу из строя.

Вследствие этого происходит массовая фильтрация соленых подземных вод, содержащих вредные элементы из ниже- и вышележающих пластов в продуктивные водоносные горизонты пресных вод, что приводит к загрязнению пресных артезианских вод, сотен одиночных и групповых водозаборов артезианского бассейна, в частности, Южносухокумского, Кочубейского, Дербентского месторождений и т.д.

Катастрофические процессы истощения и загрязнения подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна могут быть преодолены только путем коренной реконструкции современной, примитивной системы артезианского водоснабжения,

стихийно сложившейся с конца XIX, ликвидацией и капремонтом нескольких тысяч артезианских скважин, вышедших из строя.

С этой целью Магомедом Курбановичем была разработана концепция использования и контроля артезианских вод, где предусматривается повсеместное внедрение кранового, краново-диафрагменного, емкостно-распределительного методов эксплуатации артезианских скважин. Кроме этого им разработана технология форсированного посезонного отбора подземных вод с последующим магазинированием (аккумуляцией) поверхностных вод в подземных геологических резервуарах.

Все эти меры включают в первую очередь:

- геолого-технологическое обследование, геоэкологическую инвентаризацию всех 3,5 тысяч самоизливающихся артскважин;
- исследование процессов загрязнения ресурсов подземных вод токсичными элементами – мышьяком, тяжелыми металлами, органическими веществами, фенолами;
- оценка и переоценка запасов и ресурсов подземных вод и инфильтрационных процессов естественного их воспроизводства;
- внедрение рациональных методов и технологий артезианского водоснабжения;
- использование богатейших ресурсов подземных вод для прудового рыбоводства и промышленного растениеводства путем широкого внедрения дешевой высокоэффективной технологии капельного орошения с использованием, вместо дорогой насосно-компрессорной техники и электрической энергии, естественного гидростатического давления артскважин для строительства тысяч гектаров культурных пастбищ, плодоовощных, виноградных плантаций;
- капремонт и техническую ликвидацию сотен, полностью прошедших нормативные амортизационные сроки артскважин, бурением новых и т.д.,

Все это предусмотрено, составленной М.К. Курбановым и согласованной со всеми заинтересованными министерствами, ведомствами Республики Дагестан, программой **«Родник. – Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения на 2010-2015 годы»**. Для реализации этой программы, технического содержания и эксплуатации водозаборных сооружений необходимо принять базовые тарифы на подземные воды и строго следить за выполнением соответствующих нормативов.

Задуманное М.К. Курбановым сегодня воплощается в жизнь, только с небольшим сдвигом во времени. К сожалению, судьба распорядилась таким образом, что ему не пришлось порадоваться реализацией своих идей. В прошлом году Институт геологии выиграл тендер на проведение вышеназванных работ. Надеемся, что в этом году, мы продолжим начатые работы и выполним все пункты разработанного им проекта. В частности, уже сейчас на основе полученных результатов, создается постоянно действующая компьютерная модель формирования и управления ресурсами и качеством вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна. На сегодня составлен банк гидрогеологических параметров более 600 артскважин, готовятся материалы для ресурсно-сырьевых карт на основе современных ГИС-технологий. Уже сейчас ясно, что для реализации проекта, по всей вероятности придется ликвидировать более 1000 изношенных скважин, пробурить взамен их новые, разработать и внедрить рациональные методы и технологии использования ресурсов подземных вод и т.д. Для этого потребуются большие финансовые и человеческие ресурсы.

Кроме того, под руководством М.К. Курбанова в Институте геологии проводились не менее значимые разработки в области исследования и освоения ресурсов минеральных, термальных и редкометалльных промышленных вод.

В частности, к числу выдающихся пионерских гидрогеотермических исследований и результатов можно привести такие фундаментальные разработки, как:

- прогноз и научное обоснование глубинной коровой гидрогеотермосферы, под которой подразумеваются ранее неизвестные глобально-региональные диссипативные гидрогеологические структуры, представленные флюидизированными горными породами, благодаря высоким термобарическим условиям сплошь подверженных микротрещинам гидроразрыва и характеризующиеся упруго-напряженным пластичным состоянием и практически неисчерпаемыми геотермическими и энергосырьевыми ресурсами современного и будущего поколений.

Выявлены и установлены:

- Дагестанская провинция редкометальных гидротерм, в составе которой 56 потенциальных месторождений ценных элементов – полезных ископаемых, в том числе оборонно-стратегического значения – литий, рубидий, цезий, бор, а также йод, бром, магний, калий, стронций и ряд минеральных солей. Из них Берикейское, Тарумовское месторождения и попутные воды нефтяных месторождений в геолого-технологическом и технико-экономическом плане оценены как высокорентабельные и подготовлены к промышленному освоению;

- Андийско-Аргунская провинция углекислых вод и металлогении;

- Крупнейшее на Кавказе Сулакское месторождение высококачественных пресных подземных вод, запасы которого могут полностью обеспечить потребность в воде городов Махачкалы, Кизилюрта и всех прилегающих населенных пунктов;

- Всего М.К. Курбановым выявлено свыше 100 новых источников минеральных вод и 20 месторождений термоминеральных лечебных и энергетических вод.

В заключении хочу отметить, что мы, его коллеги, вправе гордиться научными достижениями М.К. Курбанова и выражаем глубокую признательность за его неутомимую профессиональную и научно-организационную деятельность. К сожалению, жизнь ученого оборвалась на пике его творческих сил, которую он отдавал служению науке, своему народу и стране. Уникальный жизненный и творческий путь Магомеда Курбановича Курбанова являет собой пример для молодого поколения. Светлая ему память.

## **О НАУЧНОЙ И НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ М.К. КУРБАНОВА**

*Маммаев О.А.*

*Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, Дагестанский государственный университет*

Курбанов М.К. родился в 1933 году в селение Цущар Кулинского района ДАССР. В 1951 г. окончил хасавюртовскую школу №1, в 1956 г. – геологический факультет Ленинградского государственного университета им. Жданова по специальности «Гидрогеология и инженерная геология» и по распределению поступил на работу в Институт геологии Дагестанского филиала АН СССР.

За 55 лет непрерывной работы в ДНЦ РАН Курбанов М.К. вырос от молодого специалиста до высококвалифицированного гидрогеолога – доктора наук, руководителя лаборатории и академического института.

В 1965 г. защитил кандидатскую, а в 1993 – докторскую диссертации по специальности «Гидрогеология». Им опубликованы в местной и центральной печати более 200 работ, в том числе 4 монографии, две из которых в соавторстве.

С научной деятельностью Курбанова М.К. связаны исследования закономерностей формирования подземной гидрогеотермосферы, разработка методов и технологии поиска и освоения флюидных ресурсов недр, открытие Северо-Дагестанского артезианского бассейна, крупнейшего на Северном Кавказе Сулак-Акташского месторождения пресных подземных вод, десятков месторождений термоминеральных вод и свыше 150 новых источников минеральных вод.

Особо следует подчеркнуть открытие при содействии объединения «Дагнефть» уникальной по содержанию ценных компонентов Дагестанской провинции редкометалльных гидротерм в Восточном Предкавказье, в составе которой 56 потенциальных месторождений редких элементов и гидроминерального сырья, в том числе стратегического значения (литий, рубидий, цезий) в качестве ценных полезных ископаемых и Андийско-Аргунской провинции углекислых вод в горно-складчатом Кавказе, в фундаменте которого автор прогнозирует погребенное неовулканическое тело типа батолита и богатые месторождения цветных металлов и рудного сырья.

Научная деятельность Курбанова М.К. охватывает широкий круг вопросов современной гидрогеологии, геотермии, геохимии, ресурсов и режима подземных вод и непосредственно направлена на решение проблем водоснабжения, освоения засушливых районов; развитие санаторно-бальнеологического комплекса, геотермальной энергетики, редкометалльно-гидроминеральной промышленности и агропромышленного комплекса на базе комплексного освоения ресурсов подземных вод.

В своей кандидатской диссертации Курбанов М.К., вопреки установившейся в научной литературе в то время концепции о гидродинамически закрытом характере Терско-Кумского артезианского бассейна (ТКАБ), впервые доказал раскрытый гидродинамически проточный характер артезианского бассейна, что в корне изменило сложившиеся до 60-х годов представления о водном балансе, перспективах и народнохозяйственной значимости ТКАБ.

Им впервые произведена комплексная оценка естественных запасов, динамических и прогнозных эксплуатационных ресурсов крупнейшего на юге России ТКАБ и оценен его водный баланс по разработанной автором новой балансово-гидродинамической методике.

Выполненные в последующем Даггеолэкспедицией детальные геологоразведочные работы и мониторинг многолетней эксплуатации водоносных горизонтов блестяще подтвердили выводы автора, и артезианский бассейн стал главным, а для подавляющей части территории единственным, источником водоснабжения и освоения аридных земель Восточно-Предкавказского региона.

Будучи первым в Дагестане кандидатом и доктором наук по специальности «Гидрогеология», Курбанов М.К. много сделал по поиску, разведке, картированию и освоению бассейнов и месторождений пресных, минеральных, термальных и редкометалльных подземных вод.

Им одним из первых в нашей стране на примере бассейна р. Артозень разработан в 1969-1970 годах и внедрен метод магазинирования (аккумуляции) природных вод в геологических резервуарах, широкая реализация которого позволяет многократно увеличить ресурсы подземных вод и этим самым решить проблему водоснабжения безводных районов на Северном Кавказе и других районах страны. В последующем эти разработки легли в основу подземных геоциркуляционных систем геотермальной теплоэнергетики и воспроизводства теплоэнергетических ресурсов недр.

В работах Курбанова М.К. (1964 г.) впервые было околонушено крупнейшее на Северном Кавказе Сулак-Акташское месторождение пресных вод и рекомендована его разведка в качестве экологически надежного источника водоснабжения городов Махачкала, Хасавюрт, Кизилюрт и всех прилегающих населенных пунктов. Детальные разведочные работы, выполненные впоследствии Даггеолэкспедицией, полностью подтвердили прогноз автора.

Курбановым М.К. совместно с сотрудниками лабораторий гидрогеологии и гидрогеохимии Института геологии впервые изучены свыше 150 новых минеральных источников и ряд месторождений термоминеральных вод, отвечающих требованиям ГОСТа «Минеральные воды».

Ряд многолетних научных отчетов, гидрогеологических, ресурсно-сырьевых и гидрогеохимических карт по минеральным водам, выполненных под руководством и при участии Курбанова М.К., служат ресурсно-гидроминеральной базой курортного строительства в Дагестане и в 1970-х годах были приняты директивными органами и Институтом ГИПРОГОР в качестве основы проектирования крупного санаторно-бальнеологического комплекса в составе 4-х курортных районов на побережье Каспийского моря в Южном Дагестане.

По термальным водам, начиная с 1960-х годов, Курбановым М.К. совместно с сотрудниками лаборатории гидрогеологических и геотермических исследований выполнены пионерские работы, которые по существу выдвинули Дагестан на передовые рубежи и послужили основой для организации в г. Махачкале первого в нашей стране Кавказского управления по использованию глубинного тепла Земли Мингазпрома СССР. В дальнейшем эти исследования расширились, приняли комплексный характер и привели Курбанова М.К. к важному теоретическому выводу о возможности залегания в основании осадочной толщи в ряде районов Горно-Складчатого Дагестана (Талги, Миатли, Тинди-Инхоквари, Ахты-Хнов) крупных неостывших неинтрузивных тел типа батолитов, которые излучают громадную тепломассоэнергию и обуславливают термометаморфизм, формирование рудных залежей и термоминеральных вод.

Опираясь на теорию глобальной тектоники дрейфа литосферных плит, Курбанов М.К. выдвигает новую научную концепцию формирования Кавказского горно-складчатого сооружения посредством миграции мантийных струй плюмажей вследствие движения и взаимодействия на контакте Аравийской и Евразийской литосферных плит. То есть, Главный кавказский хребет рассматривается как «горячая точка Земли» и гигантский диапир мантийных плюмажей, который сформировался в результате столкновения и взаимодействия Аравийской и Евразийской литосферных плит. Указанный вывод в значительной степени изменяет существующие представления о геологическом строении Горно-Складчатого Дагестана и выдвигает крупные перспективы не только в развитии геотермальной энергетики, но в поисках месторождений медно-колчеданных полиметаллических и других полезных ископаемых.

В 1969-1971 гг. Курбанов М.К. в качестве ответственного исполнителя темы одновременно занимался прямыми гидрогеохимическими и газо-биохимическими методами поисков газонефтяных месторождений по хоздоговору с объединением «Дагнефть». Результаты этих исследований были приняты объединением «Дагнефть» с отличной оценкой и увенчались выявлением более 16 перспективных на газонефтяные залежи гидро-газогеохимических аномалий и новых площадей. На трех из них – Юбилейной, Димитровской и Новолакской площадях рекомендации автора были блестяще подтверждены получением крупных залежей нефти, газа, в том числе из новых, ранее неизученных, триасовых отложений на Юбилейной площади.

Одним из крупных достижений геологической науки в Дагестане за последние годы является открытие и оконтуривание крупнейшей на юге России Дагестанской редкометальной провинции (ДРП) уникальных по содержанию ценных компонентов и теплоэнергетического потенциала (ТЭП) металлоносных парогидротерм площадью около 20 тыс. км<sup>2</sup>. В составе последней насчитывается ныне 56 потенциальных месторождений с промышленными концентрациями ценных элементов – лития, рубидия, цезия, йода, брома, бора, стронция, магния, калия и ряда минеральных солей.

Таким образом, ресурсы ДРП служат крупной сырьевой базой для развития геотермальной тепло- и электроэнергетики и новой в нашей стране высокорентабельной редкометальной гидроминеральной и химической промышленности. Указанная провинция является плодом совместного труда

коллективов лаборатории гидрогеологии, возглавляемого Курбановым М.К., и сотрудников объединения «Дагнефть».

Большого теоретического и практического внимания заслуживает коллективная научная разработка Х.И. Амирханова, М.К. Курбанова, С.А. Каспарова, Р.А. Левковича и др. об использовании очагов мелкофокусных землетрясений в качестве геологических «котлов» для строительства крупных ГеоТЭС, выдвинутая впервые в докладе М.К.Курбанова на Всесоюзном симпозиуме по вулканологии в Петропавловске на Камчатке в 1976 г.

Большого внимания заслуживают идеи и разработки М.К.Курбанова, где он рассматривает Кавказ как горячую точку земли согласно теории тектоники дрейфа литосферных плит и о формировании на доступных бурению глубинах недр Кавказско-Каспийского региона глубинной коровой гидрогеотермосферы, которая рассматривается как практически неисчерпаемый источник развития геотермальной энергетики, редкометальной гидроминеральной и химической промышленности. В совместных исследованиях с сотрудниками ГИН (Поляк Б.Г., Кононов В.И.) и Газалиевым И.М., Маммаевым О.А. эти научные идеи получили и изотопно-геохимическое подтверждение, в том числе по самому достоверному показателю – соотношению изотопов  $He^3$  к  $He^4$ . В середине 80-х годов была осуществлена попытка выдвижения проблемы глубинной гидрогеотермосферы в качестве раздела всесоюзной и международной научной программы «Литосфера», но начало перестроечных явлений в стране помешали этому.

Многолетние гидрогеологические и гидрогеотермические исследования Курбанова М.К. и коллективов возглавляемых им с 1964 г. лабораторий, в 1982–1985 и 2002 гг. Института проблем геотермии, внесли значительный вклад в изучение и освоение богатейших ресурсов термоминеральных, пресных и особенно редкометальных подземных вод Дагестана и Восточного Предкавказья, позволили значительно улучшить проблему водоснабжения, создать новую подотрасль – геотермальную энергетику и необходимые научно-технические предпосылки для развития новой отрасли народного хозяйства – редкометальной и гидроминеральной химической промышленности в Дагестане.

Ряд разработок Курбанова М.К.: методы магазинирования природных вод в геологических резервуарах, комплексные исследования и оценка ресурсов термальных вод, карты термоминеральных вод, генезис мышьяка в подземных водах Терско-Кумского артезианского бассейна и другие, – были отмечены в Годичных отчетах РАН в числе важнейших достижений в области естественных наук за 1971 и 1972 и 2002 гг., награждены серебряной медалью ВДНХ за 1981 год, одобрены Госпланом ДАССР и широко внедрены в производство.

За успешную научную и научно-производственную деятельность Курбанова М.К. удостоили званий «Отличник разведки недр», «Ударник десятой пятилетки», серебряной медали ВДНХ, почетных грамот Президиума РАН и ДНЦ РАН, почетного звания «Заслуженный деятель науки Республики Дагестан», Ордена Дружбы и Ордена Почета.

В должности директора Института проблем геотермии (1982-1985, 2005 гг.) проявил себя умелым организатором, сумел консолидировать коллектив и направить его усилия на выполнение плановой тематики и особенно заданий важнейших государственных целевых научно-технических программ №№ 0.01.08 и 0.85.08 по развитию геотермальной энергетики и освоению гидроминеральных ресурсов на 1980-1985 и 1986-1990 гг., в составлении которых принимали активное участие.

Курбанов М.К. являлся членом научного Совета по геотермическим исследованиям РАН, экспертом Главного Управления по природным ресурсам МПР РФ по РД, в течение многих лет являлся членом Госплана ДАССР, Координационного Совета по использованию возобновляемых источников энергии при Совмине ДАССР.

В качестве члена Ученых советов Института геологии и Института проблем геотермии принимал активное участие в подготовке высококвалифицированных научных кадров через аспирантуру, в научно-организационной и научно-внедренческой деятельности в масштабах ДНЦ РАН и Республики Дагестан. Под его руководством защищена одна докторская и ряд кандидатских диссертаций.

Курбанов М.К. не только в научной деятельности, но и в жизненных ситуациях занимал активную гражданскую позицию. Он никогда не оставался равнодушным к всяким этическим и правовым нарушениям, которые замечал в процессе работы и в быту.

Мы его ученики, которые многим обязаны Курбанову М.К. в своем становлении как специалисты, всю жизнь будем помнить и почитать его.

## **НАУЧНЫЙ ВКЛАД М.К. КУРБАНОВА В ИЗУЧЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ, ОТКРЫТИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИСТОЧНИКОВ МИНЕРАЛЬНЫХ И ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД**

*Магомедов<sup>1,3</sup> Р.А, Мамаев<sup>1,2</sup> С.А.*

<sup>1</sup>*Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Дагестанский государственный университет,*

<sup>3</sup>*Южный федеральный университет*

Магомед Курбанович Курбанов являлся учеником выдающего учено-гидрогеолога Ф.А. Макаренко. Совместно с сотрудниками и индивидуально им достигнуты значимые для науки теоретические и практические разработки:

1. Концепция формирования и прогноз глобальной коровой гидрогеотермосферы, энергосырьевые ресурсы которой рассматриваются как гигантский альтернативный источник развития энергетики, гидроминеральной сырьевой базы и металлургии в XXI веке;

2. Новые воззрения на формирование Кавказского горного сооружения, базирующиеся на теории тектоники плит;

3. Прогноз неинтрузивных магматических тел типа батолитов в ряде зон альпийского тектогенеза и Скифской платформы Кавказско-Каспийского региона;

4. Гидридный механизм землетрясений.

5. Исследованиями изотопии гелия и других радиоактивных элементов прогнозы Курбанова М.К. блестяще подтверждены на геотермических и газо-геохимических аномалиях Талги, Ахты-Хнов, Берикей и особенно четко однозначно на северо-восточных склонах Главного Кавказского хребта, что позволило ему с коллегами открыть новую Андийско-Аргунскую провинцию углекислых вод и металлогении наподобие Кавминвод.

О существовании в недрах Кавказа "горячей точки", связанной с мантией суб-вертикальной проницаемой зоной, по которой в литосферу поступают глубинные расплавы и летучие соединения, свидетельствуют, по мнению М.К. Курбанова, следующие результаты наблюдений:

– Утолщение мощности земной коры под Главным Кавказским хребтом до 60-70 км, против 30-32 км и менее на крыльях и периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа (Милановский, Хаин, 1963);

– Следы новейшего (N<sub>2</sub>-Q) магматизма - Эльбрусско-Казбекская вулканическая провинция, лакколиты Пятигорья и признаки астенолинзы в центральном сегменте Большого Кавказа (Малиновский, 1987);

– Величина изотопного отношения <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He в подземных флюидах Большого Кавказа, которая в его центральном сегменте достигает 0,9 • 10<sup>-5</sup> (Матвеева и др.,

1978), т.е. близка к типичной для современной мантии  $1,2 \cdot 10^{-5}$  (Мамырин, Толстихин, 1981);

– Зональность распределения рудопроявлений и подземных вод (от углекислых и азотно-углекислых до метановых).

Концепция о **внутрикоровой гидрогеотермосфере (КГГ)** базируется на предположении о том, что на глубинах 8-15 км и меньше, в результате роста температуры, вследствие повышения фильтрационных показателей горных пород, уменьшения вязкости воды и резкого ослабления сил молекулярного взаимодействия между частицами скелета горных пород и флюидами в основании осадочной толщи формируются крупномасштабные высокопроницаемые флюидизированные гидрогеологические структуры. Аргументами в пользу существования КГГ, по мнению М.К. Курбанова, служат:

– Наличие на глубинах до 10-15 км высоко электропроводящих слоево-волноводов.

– Сосредоточенность в этом интервале более 90% очагов землетрясений.

– Ассоциация разнородных аномалий - гидродинамических (АВПД, высокие дебиты скважин), геохимических (концентрации редких элементов и газов глубинного происхождения) и геотермических (высокие температуры недр), в предполагаемых очагах проявлений КГГ (Тарумовка, Берикей, Датых и других).

– Мощность КГГ.

Природа отдельных мелкофокусных землетрясений может быть объяснена импульсным поступлением газо-водяных флюидов из очагов КГГ в вышележащие горизонты, что позволяет рассматривать эти очаги как природные геологические котлы для строительства крупных ГеоТЭС.

На реальность существования таких очагов указывают материалы, полученные при проходке Кольской сверхглубокой скважины СГ-3, где в интервале глубин 4,5-9,2 км обнаружена уникальная флюидизированная зона гидрогенного разуплотнения, а также опыт бурения Тарумовских геотермальных скважин №№ 2, 4 и 6, в которых из интервала 5420-5480 м получены притоки редкометалльных рассолов с температурой 190-195 °С, дебитом 6800 м<sup>3</sup>/сут при динамическом давлении на устье 70 кгс/см<sup>2</sup>.

Подобными очагами, по мнению Магомеда Курбановича, могут служить аналогичные Тарумовскому естественные "геотермальные котлы". Однако методов их поиска и разведки пока не существует. Разработка таких методов упирается в ряд геолого-геофизических, технических и экологических трудностей. В частности, данные о строении разбуренного интервала геологического разреза плохо поддаются экстраполяции на те глубины, где по геолого-геофизическим, геотермическим, газогеохимическим и изотопно-геохимическим данным можно ожидать присутствия локальных очагов тепла в виде новейших интрузивных тел (еще не остывших батолитов). Предположение о возможности их существования в горно-складчатом Дагестане было высказано Курбановым ранее (1968 г.). Ввиду большой мощности осадочной толщи в Дагестане подобные очаги, как правило, недоступны для бурения. Но не меньший интерес представляют и связанные с ними субвертикальные гидрогеотермальные системы, которые являются, по существу, зонами восходящего движения газо-водяных флюидов из глубоких недр, часто с разгрузкой на дневной поверхности. К таким очагам разгрузки М.К. относит Талгинские, Каякентские, Берикейские, мыса Башлы, оз. Аджи, Миатлинские, Рычальские, Ахтынские, Хновские и другие источники. Другие аналогичные гидрогеотермальные аномалии, по мнению автора, не проявляются на поверхности, но широко распространены в недрах мегантиклинория Большого Кавказа и в фундаменте Восточно-Предкавказского артезианского бассейна.

Сравнение микрокомпонентного и газового состава ряда термоаномальных участков Восточного Кавказа и современных вулканических областей Камчатки и Курильских островов свидетельствует об их большом сходстве, несмотря на



совершенно иные геологические условия. В частности, в термоминеральных источниках Кавказа, как и в водах вулканических областей, распространены те же газогеохимические типы гидротерм: метановые, азотно-углекислые, углекислые, сероводородные, сероводородно-углекислые.

Формирование крупнейшей на Северном Кавказе провинции углекислых вод М.К. Курбанов объясняет эндогенными процессами - термометаморфическим продуцированием  $\text{CO}_2$  в результате разложения карбонатных минералов и дегазацией мантийных магм.

Углекислые источники верховьев рек Андийского Койсу и Аргуна, а также в районах Карадах, Рычал-Су, Талги рассматривались Курбановым М.К. как **индикаторы скрытых неинтрузивных тел**, возможно, внедрившихся в низы осадочной толщи. Эти прогнозы подтвердились позднее (Газалиев, 1988; Курбанов, 1989), изучением изотопного состава гелия, которое установило присутствие в газах определенной примеси мантийной компоненты, особенно обильной в окрестностях Эльбруса и Казбека. Поэтому можно уверенно предполагать, что Цумадинское месторождение и Итумкалинские источники углекислых вод, сосредоточенные в верховьях рек Андийского Койсу и Аргуна, - еще один район, впервые выдвигаемый автором, новейшей магматической активности в мегантиклинории Большого Кавказа (1989 г.).

Вся мезо-кайнозойская толща осадочных пород в пределах области Дагестанского клина достаточно проницаема, о чём свидетельствуют установленные М.К. Курбановым региональные линейные гидрохимические аномалии (линейно-вытянутые зоны распространения хлоридных натриевых вод повышенной минерализации, до 10 г/л) на фоне вод гидрокарбонатного натриевого типа с минерализацией от 1 до 5 г/л в апшеронских и древнекаспийских горизонтах и отсутствие крупных промышленных скоплений нефти и газа (образующиеся мелкие ловушки углеводородов не сохраняются в силу развития разрывных структур секущих весь мезо-кайнозойский чехол).

Восходящая миграция флюидов проявляется в поверхностных нефтепроявлениях (Акайтала, Кумторкала, Талги, Заузанбаш, Зурамакент), в приповерхностных газовых аномалиях над сводами положительных структур, в проявлении грязевого вулканизма. Увеличение температуры флюидов на 1-4 °С, рост их дебитов и минерализации, импульсное изменение химического типа вод на глубинный - хлоридный натриевый, в периоды сейсмической активизации, свидетельствуют о субвертикальных, импульсных перетоках флюидов с глубины. Превалирующая субвертикальная миграция флюидов не противоречит работам Г.С. Вартаняна (гидроинжекционные типы формирования месторождений подземных вод), П.Н. Кропоткина (дегазация Земли), Б.А. Соколова (флюидодинамическая модель нефтегазообразования), В.И. Дюнина (пульсационно-гидрогеотермодинамическая модель формирования глубоких вод) и др.

При исследовании Сочи-Мацестинского артезианского бассейна Ф.А. Макаренко (1939 г.) и при изучении подземных вод Европейской части России Н.К. Игнатович (1947) а в последствии В.А. Всеволожский, пришли к выводу о наличии в вертикальном разрезе артезианских бассейнов **трех гидродинамических зон**, различающихся по степени интенсивности водообмена: *активного, затрудненного и весьма замедленного*, которые одновременно являются и гидрохимическими зонами. В дальнейшем такая вертикальная гидрогеологическая зональность была обнаружена М.К. Курбановым с сотрудниками ИГ и ИПГ во многих артезианских, нефтегазоносных бассейнах, горно-складчатых структурах и стала общепринятой в нашей стране.

Но зоны активного водообмена и затрудненной циркуляции, в отличие от зоны застойного режима, имеют более или менее определенные критерии глубин распространения. Так, зона активного водообмена включает в себя сферу влияния современной гидрографической сети, отвечающую глубинам в среднем до 300-500 м в

платформенных областях и до 1000-1500 м в горно-складчатых районах. Вторая гидродинамическая зона охватывает более глубокие (до 2-3 км) части артезианских бассейнов и опускается еще глубже в горно-складчатых областях. Третья гидродинамическая зона застойных, обычно высокоминерализованных хлорнатриевых и хлоркальциевых вод занимает самые нижние части осадочных бассейнов и может захватывать верхи кристаллического фундамента. Однако в областях альпийского тектогенеза и на молодых платформах режим нижней гидродинамической зоны едва ли можно назвать застойным.

**Проблема магазинирования природных вод** в разнообразных геологических резервуарах была одним из первых рассмотрена М.К. Курбановым (1974, 1977, 1978 гг.). Под его руководством в 1971-1972 гг. Институт геологии совместно с Дагестанским отделением Северо-Кавказского треста изыскательских работ выполнили научно-экспериментальные полевые исследования с проходкой значительного количества скважин и шурфов по магазинированию природных вод в аллювиальных отложениях бассейна р. Арт-Озень в Южном Дагестане. Позднее такие исследования были расширены и углублены. Только в Южном Дагестане, который до сих пор испытывает острый дефицит в водных ресурсах, были выявлены и оконтурены геологические резервуары суммарной емкостью более 5 км<sup>3</sup>. Была обоснована возможность магазинирования природных вод с целью воспроизводства геотермальных ресурсов в водоносных горизонтах, залегающих на глубинах от 1-2 до 3-4 км. В частности, такая задача была экспериментально исследована и частично решена для Махачкалинского, Кизлярского и Избербашского месторождений. Этой же цели служат разработанные еще раньше М.К. Курбановым (1969, 1977, 1984, 1988 гг.) научно-методические рекомендации по внедрению кранового и краново-диафрагментного режима эксплуатации артезианских скважин.

В последние годы подход к **оценке эксплуатационных запасов термальных вод** глубоких горизонтов существенно изменился. Это связано с оптимизацией использования геотермальных ресурсов с помощью нового метода, обеспечивающего их воспроизводство. Он состоит в поддержании пластовых давлений в геотермальном резервуаре путем возвратной закачки (инъекции) добытых из недр термальных вод в тот же пласт после утилизации их теплоэнергетического и минерального потенциала. Разработанный с участием М.К. Курбанова такой метод эксплуатации геотермальных ресурсов по сравнению с использовавшимися ранее фонтанным и насосным, наиболее эффективен в гидрогеологическом и геоэкологическом отношении. Как показала апробация этого метода на месторождениях Северного Кавказа, его применение примерно на порядок увеличивает теплоэнергетический и ресурсно-сырьевой потенциалы месторождения при минимальном изменении природной среды.

## **ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ В ТРУДАХ**

**Д.Г.-М.Н. КУРБАНОВА М.К.**

*Меликов М. М., Базманова П. М.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Являясь одним из первых кандидатом и доктором наук по специальности «гидрогеология» в Дагестане, М.К. Курбанов внес большой вклад в гидрогеологическую и геотермическую науку на Северном Кавказе.

Большое внимание уделялось им разработке ряда теоретических проблем, имеющих большое практическое значение. В частности, им впервые, вопреки твердо установившимся представлениям научной концепции о гидродинамической закрытости Терско-Кумского артезианского бассейна (ТКАБ), было доказано его раскрытый характер, что в корне изменило представление о водном балансе и перспективах

использования подземных вод в различных отраслях народного хозяйства. Также им впервые произведена региональная оценка естественных запасов и прогнозных эксплуатационных ресурсов ТКАБ.

Дальнейшие исследования в этой области привели Курбанова М.К. к важному теоретическому выводу о залегании в основании осадочной толщи в ряде районов Горно-складчатого Дагестана (Талги, Миатлы, Тинди – Инхоквари, Ахты-Хнов) крупных неостывших неинтрузивных тел типа батолитов, которые излучают громадную тепловую энергию, обуславливающие метаморфизм, формирование рудных залежей и термоминеральных вод. Эти прогнозы были экспериментально подтверждены соотношением изотопа  $He^3/He^4$  в совместной работе с Б.Г. Поляком и И.М. Газалиевым. Затем, на основе этой работы была открыта Андийско-Аргунская провинция углекислых минеральных вод и металлогении на подобие Кавминвод.

М.К.Курбановым, совместно с С.А.Каспаровым и др. выдвинута идея о флюидной модели мелкофокусной сейсмичности. Активизация сейсмичности в Дагестане за период 1970-1980гг., выявила много интересных сторон в плане понимания истоков сейсмогенеза. В дополнение к историческим каталогам землетрясений появилась большая статистика, которая выявила регионально выдержанные сейсмогенерирующие слои на глубинах 8-10 и 18-20 км. Первый соответствует границе между консолидированным и неконсолидированным осадочным чехлом, второй маркирует промежуточную границу между гранитизированными древнейшими осадочными образованиями (байкалидами) и верхней кромкой базальтоидной коры.

Л.Н. Еланский, проанализировав результаты геоэлектрических исследований в Поволжье и на Евро-Азиатском континенте, пришел к выводу, что на глубине 15-20 км существуют волноводы, характеризующиеся высокой электропроводимостью, на основании чего пришел к выводу о региональной распространенности глубинной гидросферы. Опираясь на работы Л.Н.Еланского, в качестве рабочей гипотезы М.К. Курбановым и его соавторами принято допущение о том, что выявленный ими нижний сейсмогенерирующий слой соответствует волноводу Еланского или глубинной гидросфере, для обоснования которого был проведен большой комплекс натурных полигонных и теоретических исследований. С позиций деформаций вязко-пластичных сред сейсмический очаг представляется в виде массива горных пород, в котором эффективная вязкость на семь порядков меньше, чем в окружающих смежных массивах. Такое катастрофическое понижение вязкости без участия флюидов трудно представить. Аналогичные эффекты предусмотрены в теории академика Ребиндера П.А., получившие общее название – физико-химическая механика.

Очевидно, что только в тиксотропном состоянии вещество может мгновенно потерять вязкость на семь порядков; этот эффект носит название «гель-эффекта», который сопровождается лавинообразным высвобождением тепла и жидкости, выполняющую роль пластификатора в гелеподобных средах.

Далее, натурные наблюдения на Чиркейском геодинамическом полигоне выявили уникальные явления, получившие обоснование в рамках теории автоколебательных режимов: массивы горных пород, испытавшие искусственную геодинамическую активизацию, приходят в состояние колебательного режима с различными длиннопериодными гармониками.

Поскольку искусственная геодинамическая активизация массива горных пород была вызвана его флюидизацией, то правомерно допустить, что носителем энергии является флюид, имеющий высокие P–T-параметры, известные на примерах зон АВПД. Здесь упоминается о флюидодинамических эффектах, сопровождающих сейсмические события. Периодические волны сжатия и растяжения в осадочном чехле отражаются общим подъемом и спадом пьезометрических уровней подземных вод, являясь одной из форм автоколебательного режима. Наконец, еще один эффект, доказывающий флюидную модель очаговых зон. Здесь речь идет о явлениях резонансного усиления

слабых техногенных воздействий: закачка воды в пласт или подпор подземных вод в зоне гидротехнических сооружений вызывают заметную геодинамическую активизацию; такое явление характерно для самоорганизованных диссипативных структур: слабое внешнее воздействие усиливается, если природа этого воздействия созвучна или близка внутренней природе объекта.

Выдвинутая рабочая гипотеза закреплялась доказательствами, что позволяет использовать ее в качестве руководящей идеи.

Далее, Курбанов М.К., опираясь на теорию глобальной тектоники и дрейфа литосферных плит Вегенера, выдвигает новую научную концепцию формирования Кавказского горно-складчатого сооружения посредством миграции мантийных струй плюмажей вследствие движения и взаимодействия на контакте Аравийской и Евразийской литосферных плит, а также о существовании в недрах Кавказа «горячей точки» и концепцию о глубинной коровой гидрогеотермосфере (КГГ), которая характеризует формирование гигантских энерго-сырьевых ресурсов.

Существование в недрах Кавказа «горячей точки», связанной с мантией субвертикальной проницаемой зоной, по которой в литосферу (кору) поступают глубинные расплавы и летучие компоненты, формирующие в основании осадочной толщи Кавказско-Каспийского региона глубинную коровую гидрогеотермосферу, автор обосновывает по:

- утолщению мощности земной коры под Главным Кавказским хребтом до 60-70 км, против 30-32 км и менее на крыльях и периклиналях мегантиклинория Большого Кавказа;

- следам новейшего (N–Q) магматизма – Эльбрусско-Казбекская вулканическая провинция, лакколиты Пятигорья – и признаки астенолинзы в центральном сегменте Большого Кавказа;

- величине изотопного отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в подземных флюидах Большого Кавказа, достигающей в его центральном сегменте  $0,9 \cdot 10^{-5}$ , т.е. близкой к значениям  $1,2 \cdot 10^{-5}$ , типичным для современной мантии и повышена по сравнению со значением  $\sim 10^{-8}$ , типичным для земной коры, до  $(0,35+1,6) \cdot 10^{-6}$  в углекислых источниках Западного Дагестана и Южной Чечни, что указывает на присутствие в этом сегменте мегантиклинория неинтрузивных тел, связанных с мантией;

- зональности распределения рудопроявлений (от высокотемпературных в осевой части мегантиклинория, к низкотемпературным по его периферии) и подземных вод – от углекислых и азотно-углекислых до метановых.

Концепция о КГГ базируется на предположении, что на глубинах 8-15 км и меньше в результате роста температуры, вследствие повышения фильтрационных параметров горных пород (за счет развития микротрещин гидроразрыва при уменьшающейся, из-за уплотнения, пористости), уменьшения вязкости воды и как следствие – резкого ослабления сил молекулярного взаимодействия между частицами скелета горных пород и флюидами, в основании осадочной толщи формируются крупномасштабные высокопроницаемые флюидизированные гидрогеологические структуры.

Аргументами в пользу существования КГГ, согласно М.К. Курбанову являются также наличие на глубинах 10-15 км высокоэлектропроводящих слоев-волноводов, сосредоточенность в этом интервале более 90% очагов землетрясений, ассоциация разнородных аномалий – гидродинамических (АВПД, высокие дебиты скважин), геохимических (концентрации редких элементов и газов глубинного происхождения) и геотермических (высокие температуры недр) – в предполагаемых участках КГГ (Тарумовка, Берикей, Датых и, возможно, других). Мощность КГГ определяется геотермическим режимом, геолого-тектоническими условиями региона и предположительно составляет несколько тысяч метров. Проницаемость горных пород и тепломассоперенос в КГГ обуславливается в основном трещинами гидроразрыва,

которым подвергаются глинистые и песчано-карбонатные породы, в результате чего грань между водоупорами и водоносными горизонтами стирается.

Такой вывод в значительной степени изменяет существующие представления о геологическом строении Горно-Складчатого Дагестана и открывает большие перспективы не только для развития геотермальной энергетики, но и в поисках месторождений медно-колчеданных полиметаллических руд и других полезных ископаемых.

Большое теоретическое и практическое значение имеет коллективная научная разработка Х.И. Амирханова, М.К. Курбанова, С.А. Каспарова, Р.А. Левковича и др. об использовании очагов мелкофокусных землетрясений, природу происхождения которых авторами объясняется импульсным («эксплозивным») поступлением газоводных флюидов из очагов КГГ в вышележащие горизонты, в качестве геологических «котлов» для строительства крупных ГеоТЭС, выдвинутая впервые в докладе М.К. Курбанова на Всесоюзном симпозиуме по вулканологии в Петропавловске на Камчатке в 1976г.

Ряд разработок Курбанова М.К.: методы магазинирования природных вод в геологических резервуарах, комплексные исследования и оценка ресурсов термальных вод, карты термоминеральных вод, генезис мышьяка в подземных водах и гидрогеолого-математическая модель ТКАБ и другие, были отмечены в годовичных отчетах РАН в числе важнейших достижений в области естественных наук за 1971, 1972, 2002, 2008 и 2009 г.г. и удостоены серебряной медали ВДНХ за 1981 год, одобрены Госпланом ДАССР и широко внедрены в производство.

Достойным трудом многолетних исследовательских работ автора и, возглавляемых им коллективов, стала монография, вышедшая в издательстве «Наука» в 2001 году «Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья». Как отмечает в своем отзыве на эту книгу известный специалист в этой области, председатель научного совета РАН по проблемам геотермии, академик РАЕН В.Н. Кононов - «такое фундаментальное исследование по важнейшим теоретическим вопросам формирования подземных термальных и минеральных вод, а также по перспективам их практического использования вышло впервые за последние 30 лет».

На Японском международном геотермальном конгрессе (2000г.) были намечены перспективы использования глубинного тепла Земли в будущем. По прогнозам специалистов к концу XXI в. доля геотермальных ресурсов в энергобалансе мировой экономики возрастет, по крайней мере, до 30%, а по самым оптимистическим предположениям – до 80%, что подтверждалось актуальность и важность исследований М.К. Курбанова по этой тематике.

## Секция 1. ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ

### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРСКО-КУМСКОГО БАССЕЙНА.

Маммаев<sup>1,3</sup> О.А., Маммаев<sup>2</sup> Б.О.

<sup>1</sup>Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН,

<sup>3</sup>Дагестанский государственный университет

Характерной особенностью Терско-Кумского артезианского бассейна является четко выраженная вертикальная гидрогеологическая зональность. С учетом геолого-структурных, геохимических и литолого-стратиграфических факторов в разрезе бассейна выделяют три структурно-гидрогеологических этажа (СГЭ): мезозойский, миоценовый, плиоцен-четвертичный. Эти этажи разделены между собой мощными регионально выдержанными водоупорными толщами глинистых отложений майкопского и сарматского возрастов. Выделенные структурно-гидрогеологические этажи различаются между собой гидродинамическими и гидрогеохимическими особенностями, о которых подробнее будет сказано ниже.

Общая мощность мезокайнозойских отложений, в разрезе которых выделены структурно-гидрогеологические этажи, составляет от 5 до 12 км. [5, 6 – 8, 9, 10, 11]. Отложения, формирующие мезозойский структурно-гидрогеологический этаж, вскрыты на глубинах от 3 до 5,5 тыс. м на нефтегазовых месторождениях Прикумской зоны поднятий, на Ставропольском поднятии и на других районах бассейна.

Мезозойский структурно-гидрогеологический этаж состоит из четырех крупных водоносных комплексов: пермо-триасового, юрского, нижнемелового и верхнемелового. Юрский и нижнемеловой комплексы по гидрогеохимическим и литолого-стратиграфическим признакам подразделены на отдельные водоносные горизонты. Коллектора водоносных горизонтов представлены гранулярными и трещиноватыми породами значительной мощности и выдержаны по площади.

Водоносные горизонты изолированы между собой слабо проницаемыми глинистыми толщами аалена-байоса, апта и олигоцена, а на востоке бассейна – хемогенной ангидритовой толщей титона и кимериджа. Пластовые воды относятся к хлоридному типу (натриевого и кальциевого подтипов), их минерализация составляет от 30 до 160 г/л и в редких случаях достигает 200–220 г/л. Несмотря на однотипность пластовых вод, они отличаются значительным разнообразием по общей минерализации, содержанию макро- и микрокомпонентов и газовому составу. Общая минерализация пластовых вод пермо-триасового и юрского водоносных комплексов на рассматриваемой территории увеличивается с северо-запада на юго-восток (Зимняя Ставка-Тарумовка), а для меловых комплексов она возрастает в противоположном направлении. Общая газонасыщенность пластовых вод мезозойских комплексов изменяется в пределах от 1000 до 6000 см<sup>3</sup>/л, с четкой тенденцией увеличения с глубиной. Наиболее газонасыщенными являются рассольные воды юры и неокома, а воды остальных водоносных комплексов имеют значительно пониженную газонасыщенность.

В целом мезозойские водоносные комплексы рассматриваемой территории обладают нормальными пластовыми давлениями. Только на востоке бассейна в пределах северного борта Терско-Каспийского прогиба резко повышаются пластовые давления, образуя зоны АВПД на Тарумовской и Комсомольской площадях (рис. 1.).

Пермо-триасовый водоносный комплекс представлен преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями. Залегают эти отложения на палеозойском кристаллическом фундаменте с резким угловым несогласием, образуя мощность от 300 до 1500 м. Коллекторами являются пористые, кавернозные и трещиноватые известняки и доломиты. Наиболее водообильны из них трещиноватые известняки нижнего триаса, суммарная мощность которых достигает 400–600 м., проницаемость составляет 10,4–24 мд, а пористость доходит до  $10 \div 18,8 \%$  [1]. Соответственно меняются и притоки пластовых вод от незначительных (Кочубеевская и др.) и  $100 \text{ м}^3/\text{сут.}$  (Сухокумская) до  $800 \text{ м}^3/\text{сут.}$  (Мартовская, Солончаковая).

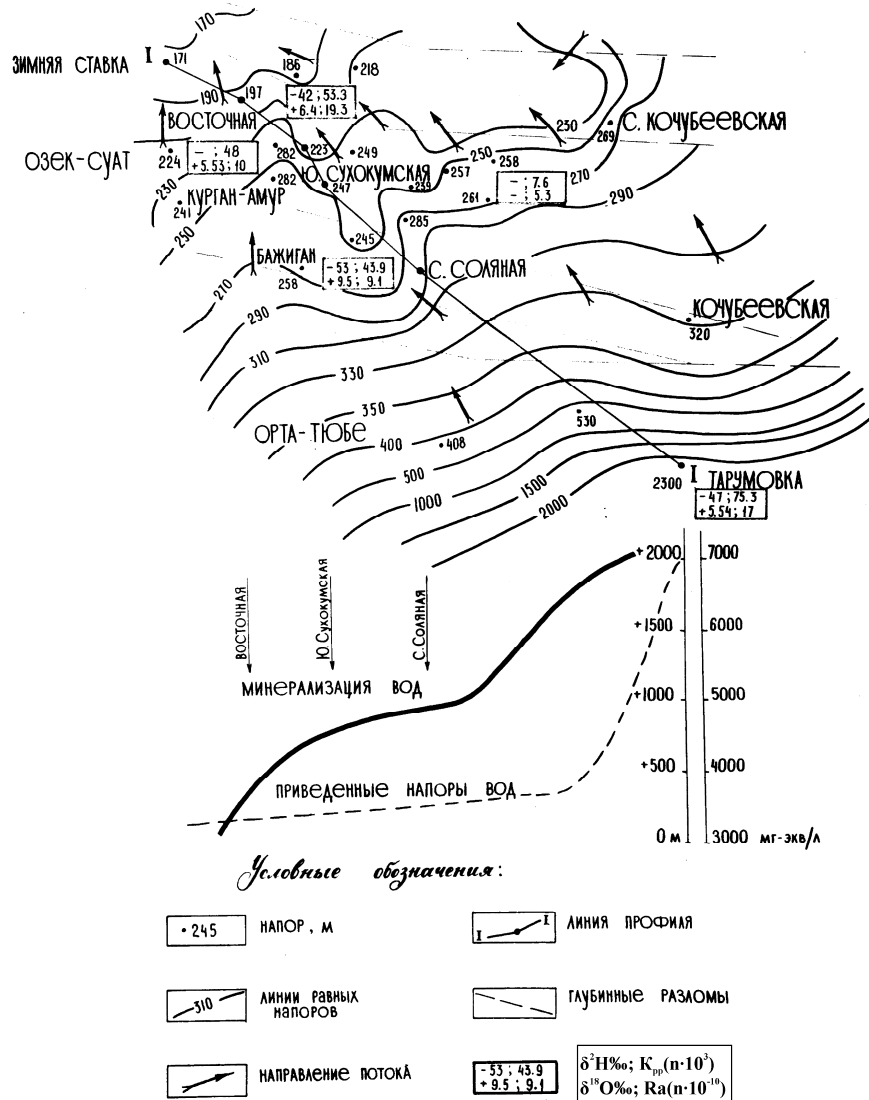


Рис. 1. Гидродинамическая схема пластовых вод юрских отложений Прикумской зоны (по В.М. Кирьяшкину с дополнениями О.А. Маммаева).

Водоносные пласты среднего триаса представлены в основном терригенно-карбонатными породами. Суммарная мощность этих пластов составляет в Прикумской зоне от 120 (Дахадаевская) до 270 м (Северо-Кочубеевская), пористость их меняется от 3 до 15%, а проницаемость от 1 до 79 мд. Наилучшие коллекторские свойства имеют обломочно-оолитовые и известняковые доломиты, к которым приурочена промышленная нефтегазоносность и значительные притоки пластовых вод (Восточно-Сухокумск). Верхний слой сложен в основном вулканогенно-осадочными породами, пористость их не превышает 4–5%, проницаемость составляет порядка 1 мд. Притоки пластовых вод при испытании этих отложений не получены и они по существу являются водоупором.

Пластовые давления в триасовом комплексе меняются в пределах от 382 атм (Ачикулак) до 540 атм (Юбилейная, Каясула) с превышением пластового давления над условным гидростатическим ( $P_{пл}/P_{г}$ ) соответственно от 1,03 до 1,23. Пластовые давления ( $P_{пл}$ ) в триасовом комплексе составили на площади Мартовская 458,9 атм на глубине 4262 м и 435,6 атм на глубине 4167 м; на площади Солончаковая 495,8 атм, на глубине 4400 м и  $P_{пл}/P_{г} = 1,13$ . Анализ гидродинамических параметров свидетельствует о том, что пермо-триасовый комплекс находится в резко разобщенных условиях как по вертикальному разрезу так и по площади. Более высокие гидростатические напоры триасового комплекса создают условия для вертикальных перетоков пластовых вод в верхние горизонты при отсутствии надежных водоупоров, что вызывают обширную гидрохимическую инверсию в юрском комплексе в полосе поднятий Русский Хутор – Колодезное. Значения приведенных напоров уменьшаются от 1038–1130 м (Каясула) до 180–200 м (Сухокумск) и 450–500 м (Солончаковая), определяя тем самым восточное, северо-восточное направление потока пластовых вод.

Температура пластовых вод достигает 180–200 °С на глубинах 4500 м и более, при средних значениях 170–180 °С по кровле триасового комплекса. На северной части территории эти значения несколько уменьшаются до 132 °С (Русский Хутор).

Пластовые воды пермо-триасового комплекса представляют собой сильно метаморфизованные рассолы хлор-кальциевого типа. Коэффициент метаморфизации ( $\varepsilon_{Na/\varepsilon_{Cl}}$ ) лежит в пределах 0,39–0,84, минерализация вод составляет в среднем 100–120 г/л, иногда уменьшаясь до 60–70 г/л (Восточно-Сухокумская) и возрастая до 160–173 г/л (Северо-Кочубеевская).

Газонасыщенность пластовых вод триасовых отложений растет с западной части бассейна на восток от 1000 см<sup>3</sup>/л (Сухокумская) до 5000–6000 см<sup>3</sup>/л (Северо-Кочубеевская). В этом же направлении возрастает общая доля углеводородных газов (до 80-90%) и уменьшается содержание углекислоты до нескольких %. Остальные газы (N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, He) встречаются в незначительных количествах.

Юрский водоносный комплекс представлен повсеместно и подразделяется на три водоносных горизонта: нижнеюрский, среднеюрский, верхнеюрский карбонатный. Нижнеюрский горизонт имеет относительно ограниченное распространение, малую мощность и по гидрогеологическим условиям можно рассматривать со среднеюрским горизонтом как единый водоносный комплекс в интервале от домерского до батского ярусов.

Нижнеюрский водоносный горизонт представлен песчано-алевролитовыми отложениями мощностью от 3–5 до 40–60 м с большим содержанием глинистого цемента. Наибольшее развитие нижне- и среднеюрский водоносные горизонты получили в северных и восточных районах Прикумской зоны, где их мощность достигает до 470 м (Кочубеевская). Емкостные и фильтрационные свойства коллекторных пород нижней юры составляют: пористость – 5–20%, проницаемость – от первых единиц до 1240 мд, при средних значениях соответственно 10–15% и 50–100 мд. Гидродинамические условия в горизонтах нижней и средней юры характеризуются выделением на фоне обширной площади с нормальными приведенными пластовыми давлениями не превышающими (300-350 м), резкой аномалии в зоне Тарумовской-Комсомольской площадей достигающей до 2200 м (рис. 1.). Эта зона структурно совпадает с наиболее прогнутой частью Платформенного Дагестана (Северный борт Терско-Каспийского прогиба) и характеризуется аномальными давлениями (760 атм), температурами (220 °С), дебитами пластовых вод, концентрациями микроэлементов и минерализации. В то же время нормальные  $P_{пл}$  на Тереклинской площади (509 атм.) на глубине свыше 5 км, свидетельствует о том, что Терско-Каспийский прогиб не представляет сплошную зону аномально высоких давлений.

Распределение изопьез свидетельствует о движении пластовых вод юрского водоносного комплекса в Северо-западном направлении в сторону Кумо-Маньчских



дислокаций, которые ряд исследователей [2–3, 6–11] рассматривают, как области разгрузки мезозойских комплексов. Возрастание приведенных напоров с глубиной погружения пластов создает условия для вертикальных перетоков пластовых вод в вышележащие горизонты при слабой изолированности последних.

Минерализация вод нижнеюрского горизонта составляет в среднем 100–125 г/л. Воды относятся к хлоридному типу натриевого и кальциевого подтипов с коэффициентом метаморфизации в среднем 0,67–0,75. Воды терригенных отложений нижней и средней юры по химическому составу аналогичны, их минерализация возрастает до 210 г/л (Тарумовская, Комсомольская).

Пластовые воды юрского водоносного комплекса на рассматриваемой территории обладают высокой газонасыщенностью, причем повышение удельных объемов растворенных газов происходит в сторону наибольших погружений комплекса. Об этом свидетельствуют повышенные объемы растворенных газов, более 6000 см<sup>3</sup>/л (Кочубеевская) и свыше 5000 см<sup>3</sup>/л (Тереклинская).

Наибольшие доли метана приурочены к северным и восточным районам территории – 75–80%, а в центральных районах (Озек-Суат и др.) содержание метана понижается до 40–60% и соответственно возрастает доля тяжелых гомологов до 23%. Коэффициент газонасыщенности вод (отношение упругости растворенных газов к  $P_{пл}$ ) возрастает вдоль Прикумско-Тюленевского вала от 0,65–0,72 (Озек-Суат) до 1,0 (Кочубеевская, Тереклинская). В сторону Восточно-Манычского прогиба этот коэффициент соответственно снижается до 0,72–0,42.

В Сланцевом Дагестане юрские отложения выходят на дневную поверхность, представлены толщами глинистых сланцев и песчано-алевролитовых пород общей мощностью до 600–1000 м. К ним приурочены слабоминерализованные воды зоны активного водообмена гидрокарбонатного и сульфатного типов. В районах развития юрских отложений Сланцевого Дагестана встречаются и восходящие минеральные источники углекислого и сульфатного типов (Инхокори, Тинди, Ахты и др.).

Среднеюрский водоносный горизонт в равнинной части Восточного Предкавказья залегает несогласно на разновозрастных отложениях от карбона в западной части (Озек-Суат), до аалена в южной части и разделен глинистой толщей на две пачки: нижняя – алевролитово-песчаная и верхняя-алевролитово-глинистая.

Нижняя пачка (байос) представлена чередованием песчаников, алевролитов, редко аргиллитов и включает VI-VIII и X песчаниковые пласты общей мощностью от 64 м (Русский Хутор) до 170 м (Кочубей). Мощность отдельных песчаных пластов достигает 30 м, глинистых прослоев до 25–30 м. Коллекторами являются обычно среднезернистые и реже крупнозернистые песчаники, пористость которых составляет 16–20%, а проницаемость – 100–400 мд.

Верхняя пачка (верхний байос, бат, нижний келловей) представлена в основном глинами, алевролитами с редкими прослоями песчаников и включает I-IV песчаные пласты, мощность которых меняется от 40–50 м (Озек-Суат) до 125–200 м (Сухокумск). Мощность пачки также растет в восточном направлении от 90 м (Русский Хутор) до 374 м (Кочубей). Пористость песчаников выше чем в нижней пачке и составляет 10–30%, а проницаемость – 43–430 мд. К песчаным пачкам средней юры приурочена промышленная нефтегазоносность.

Гидродинамические расчеты, проведенные В.М. Кирьяшкиным для данного горизонта свидетельствует о движении пластовых вод в Северо-Восточном направлении [2, 3]. Пластовые давления составляют 370–420 атм., за исключением Тарумовской и Комсомольской площадей, где отмечались АВПД до 760 атм.

Притоки пластовых вод из скважин колеблются от десятков до 400 м<sup>3</sup>/сут (Таловская, Майкопская, Эмировская). Общая минерализация вод колеблется в широких пределах: от 61 г/л в интервале 3613–3609 м (Октябрьская) до 151 г/л в интервале 4213–4220 м (Кочубеевская).

Пластовые воды как правило относятся к хлор-кальциевому типу со средней минерализацией 100–130 г/л. Коэффициент метаморфизации ( $\varepsilon_{\text{Na}/\varepsilon_{\text{Cl}}}$ ) находится в пределах 0,52–0,85 при средних значениях не выше 0,8.

Температуры по кровле среднеюрского горизонта составляют 165 °С и повышаются с погружением до 240 °С в восточном направлении.

Коэффициент газонасыщенности пластовых вод возрастает с запада на восток от 0,65 до 1,0.

Верхнеюрский водоносный горизонт представлен трещиноватыми карбонатными породами в основном келловейского и оксфордского ярусов. Эти отложения разделяются на две литологические толщи: нижняя алевролитово-песчаная и верхняя-известняково-доломитовая. Мощности этих пачек соответственно равны в среднем 40 м и 60 м. В Прикумской зоне к этим отложениям приурочены XII–XIII пласты. По величине общей минерализации пластовые воды верхнеюрского горизонта мало отличаются от подстилающих горизонтов, а в районах развития хемогенных толщ (Сухокумская группа поднятий) имеют даже более высокие минерализации.

В верхнеюрском горизонте высокими коллекторскими свойствами обладают пачки кавернозных доломитов (XIII пласт), их пористость достигает 27%, а максимальная проницаемость доходит до 2,5 д при средних значениях 120–200 мд. Водоупорами являются гипсово-ангидритовые толщи и глинистые отложения. Наиболее водообильными являются трещиноватые известняки и доломиты на площадях Мартовская, Южно-Сухокумская и других, где притоки вод достигают 445 м<sup>3</sup>/сут (Восход). Растворенные газы в водах доломитово-хемогенной толщи верхней юры в значительной мере обогащены сероводородом. Приведенные напоры в этом горизонте не превышают 200 ÷ 300 м. Возрастание приведенных давлений с глубиной создает благоприятные условия для вертикальных перетоков пластовых вод в вышележащий неокомский комплекс через слабопроницаемые пласты хемогенных осадков. Согласно изменениям приведенных пластовых давлений, пластовые воды верхнеюрского горизонта двигаются в северо-западном направлении.

В Сланцевом и Известняковом Дагестане к верхнеюрским отложениям (известняково-доломитовые и терригенно-карбонатные породы мощностью до 700 м), распространенным по бассейнам рек Андийское Койсу и Кара-Койсу, приурочены подземные воды зоны активного водообмена в основном сульфат-натриевого и гидрокарбонатного типов с минерализацией до 0,4–0,5 г/л. В районах распространения гипсово-ангидритовых отложений кимеридж-титона встречаются азональные минерализованные воды сульфат магниевого и хлоридного типов с минерализацией до 10 г/л. Нижнемеловой водоносный комплекс на рассматриваемой территории образует два водоносных горизонта: неокомский и апт-альбский, разделенные глинистой толщей аптских отложений.

Неокомский водоносный горизонт представлен песчано-известковистыми породами и алевролитами валанжинского, готеривского, барремского ярусов и включает VIII–XII, XIII песчаниковые пласты. Максимальная мощность водоносных пластов доходит до 100–200 м (Бажиган). Мощность отдельных пластов барремского яруса, к которым приурочены VIII–IX пласты, меняются от 2–10 м (Солончаковая), до 30 м (Перекрестная). Пористость наиболее распространенных трещиноватых коллекторов составляет 17–21%, проницаемость соответственно для карбонатов и песчаников достигает 140–1100 мд. Пласты X–XI наибольшей мощности 62 м достигают в Кочубее. Проницаемость этих пластов, представленных известняками с прослоями плотных песчаников, невысокая – 10–50 мд.

Приведенные давления неокомского комплекса в северной части (Прикумско-Тюленевский вал) характеризуются напорами 275–300 м; в осевой части вала по линии Русский Хутор – Солончаковая и далее на восток напоры снижаются до 175–200 м. Распределение пластовых давлений определяют движение вод в северо-западном и

частично в восточном направлении (рис. 2.). Минерализация вод изменяется в пределах 50–125 г/л, причем максимальные значения отмечены на Сухокумской площади (118–125 г/л). Здесь же отсутствует водоупорная толща сульфат-карбонатных пород кимеридж-титона, разделяющая юрский и нижнемеловой комплексы, в связи с чем вертикальная миграция флюидов возможна до аптской глинистой толщи. Значения коэффициента метаморфизации пластовых вод меняется в пределах 0,77–0,81.

Апт-альбский водоносный горизонт залегает на неокомских отложениях с незначительным несогласием и включает I–VIII песчаниковые пласты. Коллекторами являются песчано-алевролитовые породы, максимальная пористость которых составляет 22–25%, а проницаемость (800–900) мд. К востоку района и к подошве комплекса вследствие увеличения глинистости коллекторские свойства ухудшаются: пористость – до 13–15%, а проницаемость – до 26–260 мд. Мощность I песчаного пласта уменьшается с запада на северо-восток от 80 до 20 м (Кочубеевская). Мощность II, III, IV пластов также изменяются в пределах 30–80 м. Максимальная мощность апт-альбских отложений составляет 530–550 м. (Бажиган, Сухокумск).

Притоки воды с апт-альбского горизонта составляют в среднем 100–170 м<sup>3</sup>/сут, с максимальными притоками до 1500 м<sup>3</sup>/сут (Восход, скв. 4), а средняя минерализация вод составляет 30–60 г/л, гидрохимический облик этих вод во многом унаследован от нижележащих горизонтов. Для апт-альбского водоносного горизонта приведенные напоры ниже чем для неокома, но пласты по величине напоров хорошо разобщены (в VI пласте 217 м, в III пласте 163 м, а в I пласте 150 м). Здесь существуют гидродинамические условия, способствующие для перетока пластовой воды сверху вниз в неоком. Наблюдается уменьшение приведенных давлений в восточном направлении (Сухокумск-Таловская), что показывает на возможную разгрузку пластовых вод горизонта в Каспийское море (рис. 2.).

Растворенные газы пластовых вод неокомского комплекса имеют повышенные, по сравнению с подстилающими комплексами, содержания метана (до 85%) с содержанием тяжелых гомологов до 14%. Газонасыщенность пластовых вод высокая и достигает упругости до 420 атм.

Геотермические температуры по кровле неокомского комплекса достигают 160<sup>0</sup>С с минимальными значениями до 127 °С (Русский Хутор).

Верхнемеловой карбонатный комплекс распространен регионально в пределах равнинной части Дагестана. Он образован однородной толщей трещиноватых известняков от туронского до датского ярусов, имеющей мощность 190–230 м и разделяется на I–VIII пласты. Пористость этих пород составляет 15–17%, а трещинная проницаемость – 136 мд. Притоки воды получены из отдельных скважин до 30–40 м<sup>3</sup>/сут. (Солнечная, Кочубеевская и др.). Средняя минерализация вод изменяется в пределах 34–47 г/л, с увеличением на площади Русский Хутор до 57–62 г/л. Водоносные горизонты верхнего мела обладают относительно высокими пластовыми давлениями (100–120 атм), достигая величин приведенных напоров 300–500 м, что обеспечивают значительные притоки пластовых вод. Величины напоров возрастают с погружением комплекса к южным частям Терско-Кумского прогиба. В общем, приведенные напоры по площади падают с юга на север от 540 до 200–150 м, создавая соответствующие направления движения подземных вод. Потоки опресненных вод недавней инфильтрации отмечаются с запада территории со стороны Каясулинского вала. Пластовые воды комплекса содержат относительно низкие объемы растворенных газов, в среднем 1000–1500 см<sup>3</sup>/л, причем зоны аномальной газонасыщенности отсутствуют. Состав газов отмечается высоким содержанием метана (80–83%) при низких концентрациях его гомологов (1,5–7,6%) и углекислоты. Температуры по кровле верхнемелового комплекса составляют 143 °С с минимальным значением в районе Русского Хутора (112 °С). В горно-складчатой части верхнемеловые отложения встречаются во внутренних районах Известнякового Дагестана в виде плотных белых

известняков (Акуша, Буцри и др.). К ним приурочены воды зоны активного водообмена гидрокарбонатного и сульфатно-натриевого типов.

Сопоставление гидродинамических условий мезозойских водоносных комплексов бассейна выявляет ряд общих особенностей. По имеющимся фактическим данным четко фиксируются две гидродинамические зоны, обуславливающиеся в общем крупными геолого-структурными элементами: Терско-Каспийским прогибом и Прикумско-Тюленевским валом. В каждой из этих зон прослеживаются унаследованные от наиболее погруженных горизонтов гидродинамические особенности, постепенно затухающие снизу вверх. В том же направлении происходит сокращение аномалий пластовых давлений.

Основное питание водоносных горизонтов мезозоя происходит из Терско-Каспийского прогиба, роль которого как источника питания по площади изменяется. Для глубоко погруженных комплексов она крайне ограничена, но последовательно растет для более молодых юрских и меловых отложений. При этом все большую роль играют и инфильтрационные воды, поступающие со склонов Кавказского хребта. Соответственно разгрузка вод в самом Терско-Каспийском прогибе затруднена, вследствие блокирующего влияния глубинных разломов и происходит для наиболее древних горизонтов в восточном направлении, а для вышележащих горизонтов постепенно меняются на северное и северо-восточное.

Наблюдаются преимущественно нормальные пластовые давления и редко – участки с пониженными и аномальными значениями  $P_{пл}$ , а также понижение величины  $P_{пл}/P_{г}$  с 1,108 до 1,068 для юрских отложений с глубиной.

Гидродинамические условия мезозойских водоносных комплексов позволяют предположить существование гидравлической связи между Терско-Кумской впадиной и областями питания на Кавказском хребте через отдельные «проходы».

Для выяснения этого вопроса чрезвычайно полезными будут привлечение изотопно-геохимических методов исследований пластовых вод.

Высокие температуры и концентрации ценных микроэлементов в пластовых рассолах мезозойского структурно-гидрогеологического этажа определяют большие перспективы их использования в качестве источника геотермальной энергетики и гидроминерального сырья для народного хозяйства.

#### Литература

1. Геология и нефтегазоносность доюрских образований Восточного Предкавказья. Под ред. Д.А.Мирзоева. Махачкала. Изд. Даг. ФАН СССР. 1978. 160 с.
2. *Кирьяшкин В.М.* Обобщение результатов гидрогеологических исследований площадей Северного Дагестана в связи с оценкой перспектив газоносности глубоких горизонтов /Геол. фонды Дагнефти, отчет ВНИИГаз. М., 1976.
3. *Кирьяшкин В.М., Колотушкина А.Ф., Тулупова А.П.* Гидрогеология мезозойских отложений Северного Дагестана в связи с вопросами разведки и разработки месторождений нефти и газа /Геол. фонды Дагнефти, отчет ВНИИГаза. М., 1974.
4. *Киссин И.Г.* Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., Недра. 1964. 240 с.
5. *Коротков А.И.* Гидрохимический анализ при региональных геологических и гидрогеологических исследованиях. Л., Недра. 1983. 232 с.
6. *Курбанов М.К., Кудрявцева К.А.* и др. Закономерности формирования и размещения термоминеральных редкометальных подземных вод Дагестана /Геол. фонды Ин-та геологии Даг. ФАН СССР. Махачкала, 1979.
7. *Курбанов М.К.* Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М., Наука. 2001. 260 с.
8. *Курбанов М.К., Кудрявцева К.А.* Гидрогеологическая и газогеохимическая зональность подземных вод Дагестана /Геол. фонды ин-та геологии Даг. ФАН СССР. Махачкала, 1974.
9. *Сухарев Г.М.* Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской нефтегазоносной области и Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат. 1954. 400 с.
10. *Сухарев Г.М., Мирошников М.В.* Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостоптехиздат. 1963. 328 с.
11. *Шагоянц С.А.* Подземные воды Центральной и Восточной частей Северного Кавказа и условия их формирования. М., Госгеолтехиздат. 1959. 306 с.

## ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОД РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Магомедов Ш.А., Маммаев О.А., Магомедов А.Ш.

Институт проблем геотермии ДНЦ РАН

Подземные термальные, минеральные и промышленные воды представляют собой сложные многокомпонентные физико-химические системы, включающие минеральные и органические вещества, газы, микроорганизмы формирующиеся в определенных структурно-тектонических, литолого-стратиграфических и термодинамических условиях. Воды эти сформированы преимущественно за счет поверхностных (атмосферных и морских) и глубинных (магматических, вулканогенных и метаморфических) растворов, претерпевших различные преобразования в земной коре в периоды геологической истории.

Для оценки формирования и генезиса геотермальных вод в настоящее время широко используются изотопные методы и, в частности, определение содержания изотопов водорода и кислорода. Кислород имеет три стабильных изотопа  $^{16}\text{O}=99,63\%$ ,  $^{17}\text{O}=0,0375\%$  и  $^{18}\text{O}=0,1995\%$ , а водород два –  $\text{H}=99,9852\%$  и  $\text{D}=0,0148\%$ . Наибольшую роль в геохимических исследованиях природных вод играют отношения стабильных изотопов водорода ( $\text{D}/\text{H}=1/6700$ ) и кислорода ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}=1/500$ ). Стабильные изотопы легких элементов (H, O, C и S) характеризуются большими величинами относительных изотопных вариаций, поэтому нашли широкое применение в различных областях геохимических исследований.

Широкий диапазон изменений изотопных вариаций водорода ( $\delta\text{D}=0\pm-150\text{‰}$ ) и кислорода ( $\delta^{18}\text{O}=-20\pm+22\text{‰}$ ) и высокая степень точности измерения на масс-спектрометрах позволяет с высокой точностью определять величины естественных изотопных вариаций водорода и кислорода.

Фракционирование изотопов происходит в результате различного рода химических реакций и физических процессов:

1. Реакций изотопного обмена, приводящих к перераспределению изотопов некоторого элемента между различными молекулами, содержащими этот элемент. Например, реакции изотопного обмена кислорода между флюидами и карбонатными минералами по типу реакции  $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2^{16}\text{O} \leftrightarrow \text{CaC}^{16}\text{O}_3 + \text{H}_2^{18}\text{O}$ . В случае дегидратации глинистых минералов, выделяющиеся подземные воды тоже обогащаются тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ .

2. Однонаправленных реакций, скорость которых зависит от изотопного состава участвующих в реакции веществ.

3. Физических процессов, в которых разница в массах играет роль, например, испарения и конденсации, плавления и кристаллизации, адсорбции и десорбции, а также диффузии ионов или молекул, обусловленной наличием градиентов концентрации и температуры.

Изотопный состав кислорода и водорода в образце выражается с помощью величин  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$ , характеризующих разность отношений  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $\text{D}/\text{H}$  в образце и в стандарте SMOW. Эти величины измеряются в промилле:

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \left[ \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{обр}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{ст}} \right] / \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{ст}} \right\} * 10^3 \quad (1)$$

$$\delta\text{D} = \left\{ \left[ \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{обр}} - \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{ст}} \right] / \left( \frac{\text{D}}{\text{H}} \right)_{\text{ст}} \right\} * 10^3$$

Для международного стандарта SMOW (среднеокеаническая вода)

$$\text{D}/\text{H} = (155,75 \pm 0,05) * 10^{-6} \quad \text{и} \quad \text{O}^{18}/\text{O}^{16} = (2005,20 \pm 0,45) * 10^{-6}$$

Таким образом, положительные значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta\text{D}$  свидетельствуют об обогащении образца  $^{18}\text{O}$  и  $\text{D}$  относительно стандарта SMOW, тогда как отрицательные значения этих величин – об обеднении образца этими изотопами по сравнению со стандартом [1,3].

При испарении воды происходит преимущественное поступление  $^{16}\text{O}$  и  $\text{H}$  в фазу пара, а  $^{18}\text{O}$  и  $\text{D}$  концентрируются в жидкой фазе. Коэффициент фракционирования выражается через  $\alpha = R_{\text{в}} / R_{\text{п}}$ , (где  $R_{\text{в}}$  и  $R_{\text{п}}$  – изотопные отношения  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $\text{D}/\text{H}$  для воды и пара соответственно) и зависит от температуры. Так при испарении воды в равновесных условиях при  $25^\circ\text{C}$  значения коэффициентов разделения изотопов равны [2]:

$$\alpha_{18} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{в}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{п}} = 1,0092$$

$$\alpha_{\text{д}} = (\text{D}/\text{H})_{\text{в}} / (\text{D}/\text{H})_{\text{п}} = 1,074$$

Применяя изотопные методы, успешно решают вопросы, связанные с выяснением генезиса термальной воды и возобновлением её запасов. Выявляют области питания подземных горизонтов, определяют температуру флюидов в глубинных резервуарах. Кроме того, с помощью изотопных методов контролируют процессы фазового разделения флюидов при подземном кипении и решают много других задач, связанных с поиском, разведкой и эксплуатацией высокотемпературных месторождений термальных вод.

Поверхностные и грунтовые воды горно-складчатых районов сильно обогатены по изотопному составу и близки к типичным для атмосферных осадков. Легкий изотопный состав основных речных вод Дагестана можно объяснить тем, что основным источником питания рек являются высокогорные ледники (р.Сулак  $\delta\text{D} = -98,5\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -9,6\text{‰}$ , р.Терек  $\delta\text{D} = -83,2\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -8,71\text{‰}$ , р.Самур  $\delta\text{D} = -92,0\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -8,82\text{‰}$ ).

В таблице 1, ниже приведены наши экспериментальные данные изотопного состава вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья.

Таблица 1

Экспериментальные данные изотопного состава вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья.

Месторождение, №скв.	Интервал перфорации, м	Возраст отлож.	$\delta\text{D}$ , ‰ SMOW	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰ SMOW
Русский Хутор, №95	1710-1716	$\text{N}_1$	-84,3	-6,4
СКВ.№96	1505-1511	$\text{N}^1$	-87,5	-6,5
Скв.№103	1739-1741	$\text{N}^1$	-83,5	-4,3
Сухокумское, СКВ.№69	3772-3978	$\text{T}_2$	-45,2	+4,2
СКВ.№35	3277-3279	$\text{K}_2$	-41,3	+6,1
Юбилейное, СКВ.№29	4439-4443	$\text{J}_1$	-41,0	+7,6
СКВ.№13	4412-4413	$\text{T}_1$	-50,0	+7,8
СКВ.№9	4576-4586	$\text{T}_1$	-43,5	+6,4
Солнечная СКВ.№1	4484-4498	$\text{T}_1$	-34,0	+7,8
СКВ.№2	4356-4364	$\text{T}_2$	-40,5	+5,5
СКВ.№3	4480-4487	$\text{T}_2$	-35,2	+8,2
СКВ.№38	4374-4383	$\text{T}_1$	-36,3	+5,6
СКВ.№56	4364-4380	$\text{T}_1$	-47,0	+6,2
Солончаковая СКВ.№2	4498-4505	$\text{T}_1$	-33,0	+8,5
СКВ.№12	3936-3956	$\text{K}_1$	-34,8	+5,4
СКВ.№15	4324-4350	$\text{J}_1$	-35,6	+6,1
СКВ.№38	4374-4383	$\text{T}_1$	-37,2	+5,4
Рифовая, СКВ.№4	4256-4275	$\text{T}_2$	-42,5	+5,3
Центральная, СКВ.№3	3978-3997	$\text{K}_1$	-38,4	+6,2
Таловая, СКВ.№6	4324-4356	$\text{T}_1$	-43,7	+5,1
Кумухская, СКВ.№4	4247-4289	$\text{T}_1$	-45,6	+6,4

Усредненные значения экспериментальных данных вариаций изотопных составов водорода и кислорода геотермальных вод для отложений различных геологических периодов приведены в таблице 2. К плиоцен-четвертичным отложениям приурочены холодные и слаботермальные (до  $55-60^\circ\text{C}$ ) пресные подземные воды, которые по своему химическому составу являются типичными инфильтрационными водами и

характеризуются сильно облегченным изотопным составом, как по водороду, так и по кислороду.

Таблица 2

Периоды геологические		$\delta D, \text{‰ (SMOW)}$	$\delta^{18}O, \text{‰ (SMOW)}$
Плиоцен-четвертичные отложения.		$-104 \pm 7,6$	$-10,9 \pm 1,25$
Миоценовые отложения		$-85,1 \pm 2,4$	$-5,73 \pm 0,95$
Мезозойские отложения	Мел	$-48,8 \pm 2,1$	$+5,75 \pm 0,35$
	Юра	$-45,4 \pm 3,5$	$+6,85 \pm 0,75$
	триас	$-44,2 \pm 3,2$	$+6,82 \pm 1,45$

Воды миоценового комплекса слабоминерализованные (от 3-10 до 30 г/л) термальные воды с температурой 65-120°C. Химический и изотопный состав этих вод свидетельствует об их смешанном генезисе, наряду с седиментационными, в их составе большая доля инфильтрационных вод.

Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации глинистых минералов при высоких РТ условиях. В Терско-Кумском бассейне воды мезозойского комплекса по изотопному составу водорода и кислорода сильно не отличаются. Так, в водах меловых отложений  $\delta^{18}O$  составляет  $+5,75 \pm 0,35$ , юрских  $+6,85 \pm 0,75$ , триасовых  $+6,82 \pm 1,45$ ‰, а изотопный состав водорода в этих водах характеризуется довольно узким интервалом значений  $\delta D = -(44,27 \div 48,61)$ ‰.

Итак, наряду с другими формами проявления зональностей (по площади и глубине, по химическому и газовому составу, по особенностям динамики и распределения температур и т. д.) в геотермальных системах наблюдается явно выраженная зональность изменения изотопного состава воды в зависимости от глубины и возраста отложений. С ростом глубины и возраста отложений вода обогащается тяжёлыми изотопами D и  $^{18}O$ . Если нанести экспериментальные данные на график в системе координат  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  (рис 1), то все точки ложатся ниже и справа линии Крейга, которая характеризуется уравнением  $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ . Точки, соответствующие водам миоценовых и мезозойских отложений смещены вправо и ниже, что говорит об изменении исходного изотопного состава воды за длительное геологическое время при высоких РТ условиях в пласте. Наблюдается значительное смещение вправо изотопного состава по кислороду  $^{18}O$ .

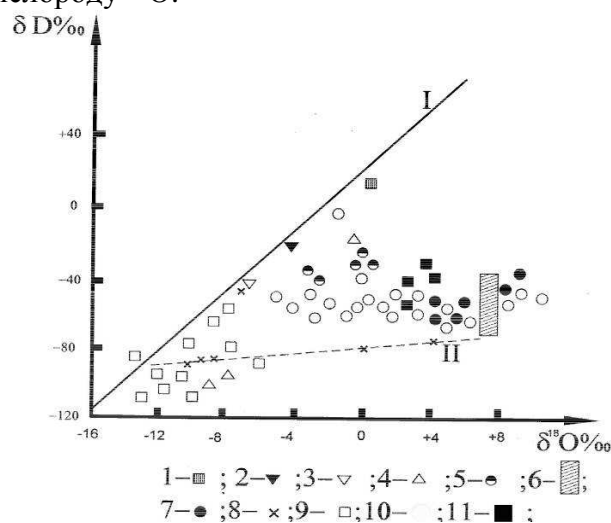


Рис 1. Вариации изотопного состава водорода и кислорода в природных водах Восточного Предкавказья. (Воды: 1 – океанические, 2 – Каспийского и Черного морей, 3 – дождевые, 4 – речные, 5 – соляных озер, 6 – ювенильные, 7 – юрских рассолов, 8 – миоценовых рассолов, 9 – плиоцен-четвертичных отложений и источников зоны активного водообмена, 10 – меловые и 11 – перм-триасовые рассолы.

Вода обогащается тяжелым изотопом кислорода  $^{18}\text{O}$  за счет изотопно-обменных процессов с растворенными и окружающими породами и минералами, которые богаты  $^{18}\text{O}$ .

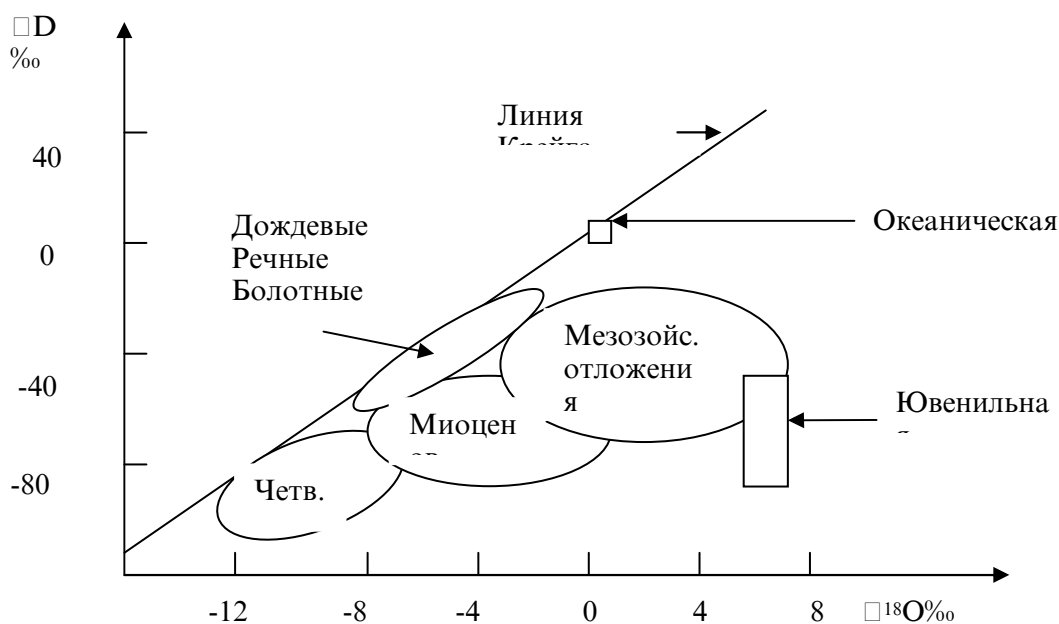


Рис.2 Вариация изотопного состава вод различных геологических периодов

Обобщая экспериментальные данные различных геотермальных месторождений можно построить график зависимости  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для вод различных генетических типов. Обобщенный график приведен на рис.2. По изотопному составу воды неисследованного геологического месторождения по графику на рис.2 можно получить много полезной информации о геотермальном источнике: определить глубину залегания и возраст пласта, установить генетический тип воды и оценить возобновляемость её запасов, выявить область питания подземного горизонта, определить температуру флюидов в глубинных резервуарах и т.д.

В последние годы в глубоких горизонтах седиментационных бассейнов обнаружено широкое развитие опресненных вод. Суждения о генезисе этих вод остаются пока дискуссионными. Некоторые исследователи считают, что в данном случае изотопная диагностика может существенно помочь, так как уже сейчас она позволяет различать воды современной и древней инфильтрации, дегидратационные воды глинистых минералов, конденсатогенные воды, приуроченные к залежам углеводородов, и флюиды ювенильного происхождения.

#### Основные выводы:

1. Геотермальные бассейны мезозойских отложений генетически представляют собой захороненные морские седиментационные воды с примесью древней инфильтрационной воды (до 20-30%) и воды, выделяемой при дегидратации минералов при высоких РТ- условиях. Определенная доля ювенильной воды может образоваться и за счет восходящих флюидов в форме летучих компонентов, мигрирующих субвертикально вдоль глубинных разломов в фундаменте. По изотопному составу мезозойские воды характеризуются сильным изотопным сдвигом по кислороду ( $\delta^{18}\text{O}$ ) вправо- в сторону утяжеления;  $\delta^{18}\text{O}$  меняется в пределах от +1,0 до +9‰. Примесные воды как инфильтрационные, магматические, дегидратационные и ювенильные, попадая в пластовые воды морского генезиса, вызывают облегчение изотопного состава по водороду и утяжеление по кислороду.

2. Термальные воды среднемиоценовых отложений являются преимущественно инфильтрационными. При одинаковых физико-химических условиях в пласте, приуроченные к карбонатным коллекторам воды характеризуются



относительно высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$  по сравнению с водами терригенных коллекторов.

3. Подземные воды, зоны активного водообмена плиоцен-четвертичных отложений, по значениям  $\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  полностью соответствуют питанию атмосферными и поверхностными источниками.

#### Литература

1. *Есиков А.Д.* Изотопная гидрология геотермальных систем. М. «Наука». 1989. 195с.
2. *Есиков А.Д.* Масс-спектрометрический анализ природных вод. М. Наука, 1980. 204с.
3. *Курбанов М.К.* Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М. «Наука». 2001. 257с.
4. Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод. Под редакцией С.С.Бондаренко, А.С.Вартаняна- М. «Недра». 1986. 509с.
5. *Магомедов Ш.А., Маммаев О.А., Расулов Г.С.* «Изотопный состав и генетические особенности вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья». Водные ресурсы. 2000. том.27.№2.с.148-151
6. *Магомедов Ш. А., Маммаев О.А.* «Применение изотопного геотермометра углерода « $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ » для определения призабойных температур геотермальных скважин». //Вестник ДНЦ РАН, 2002, №12
7. *Магомедов Ш.А., Батырмурзаев А.С.* Изотопный состав вод геотермальных месторождений Восточного Предкавказья. //Докл. РАН, 2004, т.396, №5, с.667-669
8. *Фор Г.* Основы изотопной геологии (пер.с английского). М.»Мир». 1989

## БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ «БОЛЬШАЯ МАХАЧКАЛА». ПРИМЕНЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

*Курбанова Л.М.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Месторождение «Большая Махачкала» имеет ряд структурно-гидрогеологических, физико-географических особенностей и критериев, позволяющих выделить его как единое крупное месторождение. Главный из них – это то, что месторождение занимает центральную часть в составе Дагестанского клина – крупной тектонической структуры поперечного, т.е. антикавказского простиранья. Дагестанский клин служит как бы геотектонической основой формирования крупного месторождения термоминеральных вод с общими гидрогеологическими чертами формирования и проявления естественных термальных и минеральных источников (Талги, Истису, Уйташ, Зели-Кака) и озерами лечебных грязей (Большое Турали, Малое Турали, Акгель, Соленое).

В геолого-тектоническом отношении Махачкалинское термоминеральное месторождение характеризуется наличием ряда слабо выраженных антиклинальных нефтегазоносных структур Нараттюбинской складчатой зоны, осложненных тектоническими разрывами и сложенных мощной толщей палеоген-неогеновых и верхнемеловых отложений, где, наряду с нефтью и газом, вскрыты многочисленные фонтаны термоминеральных вод в Махачкале, Тернаире, Ленинкенте, Карамане, Тарки, Каспийске, Димитровском участке и прилегающих Ачису и Манасе. Махачкалинская и Тернаирская структуры, будучи центральной частью Дагестанского клина, являются поворотным пунктом перехода от горно-складчатой области Нагорного Дагестана с изоклиальной складчатостью к моноклиальному залеганию Равнинного Дагестана. Это создает весьма характерные гидрогеологические особенности и разнообразие гидрохимических типов месторождения «Большая Махачкала».

Геолого-структурные особенности локальных участков и гидрогеологические особенности их, а именно гидродинамическая и гидрохимическая взаимосвязь, минерализация, химический и изотопно-геохимический состав, температуры и геотермические градиенты водоносных комплексов, позволяют объединить ряд ближайших участков термальных вод (Махачкалинского, Тернаирского, Караманского,

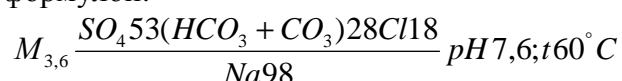
Каспийского и Таркинского) в единое крупное месторождение термоминеральных вод – «Большая Махачкала».

Подземные воды представляют собой сложные природные растворы, содержащие в своем составе все известные химические элементы. Бальнеологическую ценность подземных вод определяет не только присутствие в них большого числа химических элементов, но и количественное содержание каждого из них, а также разнообразие растворенных форм каждого элемента.

Согласно гидрохимической классификации Иванова-Невраева, месторождение «Большая Махачкала» представлено несколькими типами подземных вод.

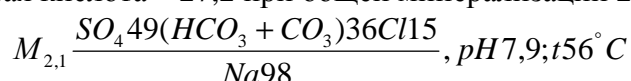
Наиболее полно и широко представлена бальнеологическая группа **А – «Без специфических компонентов и свойств»** – это слабоминерализованные подземные воды с минерализацией от 2 (скв. 29Т) до 5,0 (скв. 105) г/л, приуроченные к мощным песчаным и песчано-алевролитовым водоносным горизонтам караган-чокракских отложений среднего миоцена. По химическому составу они относятся чаще к сульфатно-гидрокарбонатно-натриевым. Их лечебное значение определяется основным ионным составом и общей минерализацией.

Сульфатно-гидрокарбонатно-натриевая термальная вода скв. 160 с нижекондиционным содержанием микроэлементов (йод, бром, бор, фтор, калий, железо, борная, кремниевая кислота), общей минерализацией 3-4 г/л была внесена в реестр минеральных вод СССР под названием «Махачкалинская». Химический состав определяется формулой:

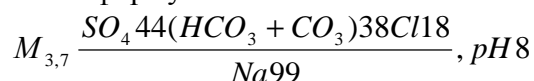


Подобного типа лечебно-столовые минеральные воды с колеблющейся от 2 до 5-7 г/л минерализацией, соответствующие типу «Махачкалинская», характерны для среднемиоценового комплекса Махачкалинского месторождения и разливались, а частично разливаются и ныне, из скв. №№ 29, 1М, 83, 5, 215 и др.

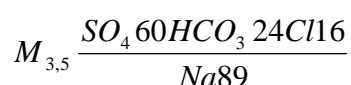
Представителем этой группы является популярная ныне лечебно-столовая минеральная вода «Махачкала-160», добываемая из глубины 1260-1317 м геотермальной скважиной №29, расположенной в г. Махачкала. Вода гидрокарбонатно-сульфатно-натриевая, малой минерализации, высокотермальная, слабощелочная, содержит ряд бальнеологически активных микроэлементов в нижекондиционной концентрации (мг/л): йод – 0,4; фтор – 0,1; бром – 1,1; калий – 3,5; железо – 0,3; борная кислота – 2,7; кремниевая кислота – 27,2 при общей минерализации 2,0-2,2 г/л.



Скважина 1М, расположенная в районе пос. Степной, аналогичного состава: вода слабоминерализованная, слабощелочная, по ионно-солевому составу относится к гидрокарбонатно-сульфатно-натриевым, без специфических компонентов и свойств. Химический состав определяется формулой:



Из свиты «В» скв. № 83 в интервале 1285-1305 м в течение нескольких десятилетий добывается термальная минеральная лечебно-столовая вода дебитом свыше 1000 м<sup>3</sup>/сут, t - 55°C, сухим остатком 3,05 г/л и рН-7,3. Химсостав характеризует формула:



Вода содержит 6,8 мг/л борной кислоты и 27,2 мг/л кремниевой кислоты, сумма  $C_{орг}$  = 4,7 мг/л, состав свободного газа представлен: N<sub>2</sub> - 85%, CH<sub>4</sub> – 9,6 и CO<sub>2</sub> - 5,3%

объемных. Вода скв. № 83 используется в качестве лечебно-столовой воды Махачкалинским заводом минеральных вод в течение более 30 лет.

Воды скважин 95 и 105 также относятся к водам минеральным, группе без специфических компонентов и свойств, и могут быть использованы в качестве лечебно-столовых. Среди анионов в воде этих скважин преобладают сульфаты и хлориды, катионы представлены натрием. Реакция воды слабощелочная, по температуре воды термальные. Химический состав их определяется формулами:

скв. 95

$$M_{3,5} \frac{SO_4 56 Cl 26 HCO_3 18}{Na 96}, pH 7,3; t 49^\circ C$$

скв. 105

$$M_{5,0} \frac{Cl 44 SO_4 41 HCO_3 15}{Na 96}, pH 7,4; t 49^\circ C$$

Вода скважины 21Т, расположенной на территории совхоза декоративных культур, сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого типа при заметном содержании хлоридов, слабощелочной реакции. Химический состав ее определяется формулой:

$$M_{3,5} \frac{SO_4 51 HCO_3 25 Cl 17}{Na 96}, pH 7,7$$

Воды этой группы в основном соответствуют требованиям ГОСТа «Минеральные лечебно-столовые воды внутреннего употребления» и используются в качестве таковых. В настоящее время минеральные воды ряда махачкалинских скважин этого типа эксплуатируются заводами по розливу.

В скважине № 41Т был получен слабый приток (216 м<sup>3</sup>/сут) слабоминерализованной 3,8 г/л термальной воды с температурой на устье 50°С через

$$M_{3,8} \frac{HCO_3 59,7 Cl 31,2}{(Na + K) 99,7} pH 7,56$$

40-мм штуцер. Химсостав воды характеризует формула:

Слабоминерализованная (3,3 г/л) термальная вода с температурой 55°С была получена из интервала 1307-1315 м свиты «В» скважины № 2М и была рекомендована для розлива в качестве лечебно-столовой воды. Химсостав воды характеризует формула:

$$M_{3,3} \frac{(HCO_3 + CO_3) 58 SO_4 24 Cl 18}{(Na + K) 99} pH 8,0$$

Из этой же скважины в интервале 1150-1200 м свиты «В» был получен фонтан дебитом 430 м<sup>3</sup>/сут, t-58°С и сухим остатком 7,3 г/л, химсостав:

$$M_{7,9} \frac{Cl 15 SO_4 27 (HCO_3 + CO_3) 15}{Na 98} pH 7,5 ; t-58^\circ C.$$

Из третьего интервала 1307-1315 м скв. № 2М, свиты «В» была получена

$$M_{3,4} \frac{HCO_3 56 SO_4 24 Cl 16}{(Na + K) 98} pH 7,8$$

слабоминерализованная термальная вода с формулой

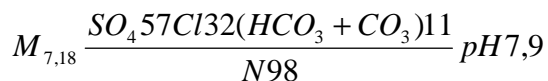
На берегу озера Акгель на свите «Б» чокракского горизонта была пробурена скв. № 215Т из интервала 1530-1590 м которого был получен фонтан дебитом 860 м<sup>3</sup>/сут,

$$M_{7,4} \frac{Cl 58 SO_4 28 HCO_3 14}{Na 98} pH 7,2; t 64^\circ C$$

характеризующийся формулой:

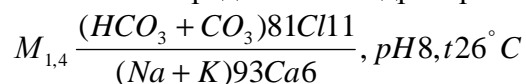
По заключению Пятигорского НИИ Курортологии и Физиотерапии вода скв. № 215 отвечает ГОСТу 13273-73 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» группы XIII, типа «Каспийский», и свыше 40 лет используется в основном для наружного употребления в бальнеологических целях.

Подобного состава термоминеральные воды получены из скв. № 94 (интервала 1200-1248) свиты «Б», характеризующиеся формулой



t-42°C. Эти воды, также как и воды скв. № 24, по заключению Пятигорского НИИ К и Ф, отвечают ГОСТу «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые» и рекомендуются для использования в этих целях, но не используются.

**Углекислые** минеральные воды представлены в данном регионе единственной скважиной 1С (1/86 Сарматская), расположенной в 16 км к северу от Махачкалы. В воде этой скважины содержится 515 мг/дм<sup>3</sup> свободной углекислоты (при ПДК 500 мг/л), что позволяет рассматривать данную воду как слабоуглекислую. Дебит скважины 2-3 л/сек, химический состав представлен гидрокарбонатами и натрием:



Использование минеральной воды «Сарматская» рекомендуется в лечебных и профилактических целях при заболеваниях желудочно-кишечного тракта и метаболических расстройствах. Содержание йода 0,8-0,95 г/л позволяет рекомендовать ее для профилактики зоба, лечения йододефицитных состояний.

Скважина используется для розлива минеральной воды «Сарматская».

**Сульфидные воды** выделяются по наличию в них свободного сероводорода и иона водорода, которые и определяют лечебное действие этих вод, используемых обычно для ванн. Для отнесения вод к сероводородным содержание в них сульфидов должно превышать 10 мг/л

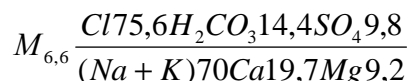
В пределах месторождения «Большая Махачкала» отмечаются:

1. крепкие термальные сульфидные воды верхнего мела месторождения Талги, запасы которого подсчитаны и широко используются в бальнеологических целях;
2. холодные сероводородные источники среднего миоцена Уйташского месторождения.

Самое крупное в Дагестане из месторождений этой группы – Талгинское месторождение крепких сульфидных вод, на базе которого создан известный курорт, расположено в 14 км от Махачкалы и отнесено к месторождению «Большая Махачкала» лишь условно.

Район Талгинского купола сложен хорошо проницаемыми верхнемеловыми известняками, главным образом, трещиноватыми и трещинно-карстовыми породами, которые обуславливают хорошие условия для инфильтрации атмосферных осадков и проникновения их в водоносные горизонты.

Месторождение Талги располагает значительными ресурсами вод – не менее 1500 м<sup>3</sup>/сут. (Отчет «К оценке прогнозных ресурсов...», 1964). Эксплуатируются три скважины, воды которых аналогичны. Дебиты их составляют 12,5; 5,5 и 2,6 л/сек соответственно. Общая минерализация воды колеблется от 5 до 7 г/л. Температура 36,5-37°C на устье скважины, pH 6,6. По генетической классификации Сулина талгинские воды относятся к хлор-кальциевому типу. Химический состав их выражается формулой Курлова:



Талгинские воды отличаются исключительно высоким содержанием сероводорода: ист. 1 – 500-550 мг/л, скв. 2 – 350-400 мг/л, скв. 3 – 700 мг/л, в сочетании с высокой температурой. В газовом составе сероводород составляет 20 об. %.

Месторождение эксплуатируется с начала прошлого века и бальнеологическая ценность этих вод не вызывает сомнений, спектр лечебных свойств очень широк: от банального радикулита до деформирующего полиартрита.

Помимо Талгинского месторождения крепких сульфидных вод, которое условно отнесено М.К.Курбановым к месторождению «Большая Махачкала», типичные

сероводородные источники приурочены к караганским песчаникам в 25 км южнее Махачкалы, вблизи ж/д станции Уйташ. Холодные сероводородные источники дренируются на нескольких участках общим дебитом до 5-6 л/сек. Температура воды ниже 20°C. Общая минерализация их колеблется в пределах 16-28 г/л. По гидрохимическому типу воды хлоридно-натриевые. Содержание H<sub>2</sub>S – 12-43 мг/л; pH – 8,2. Из микроэлементов повышено содержание брома – 46,6 мг/л. Обобщенная формула Курлова представлена в следующем виде:

$$M_{16-28} \frac{Cl91HCO_36SO_42}{(Na + K)98Mg1,4}$$

Уйташские сероводородные воды заметно расширяют спектр минеральных вод и санаторно-бальнеологические перспективы Махачкалинского месторождения термоминеральных подземных вод.

**Йодо-бромные** высокоминерализованные воды приурочены к мезозойским водоносным горизонтам, залегающим на глубинах 4-5 км и более на площадях Махачкала, Тарки, Димитровская, и среднемиоценовому комплексу (скв. № 2Т, 3Т г. Каспийск). Таким образом, в стратиграфическом плане они приурочены ко всему разрезу осадочной толщи: от юрских до среднемиоценовых отложений.

Мезозойский комплекс в пределах месторождения изучен попутно, поисковыми скважинами на нефть и газ.

Юрские отложения в пределах месторождения «Большая Махачкала» вскрыты на площадях Димитровская, Талги, Айри-Тюбе, Махачкала. Они представлены терригенными песчано-глинистыми отложениями (J<sub>1</sub> и J<sub>2</sub>) и карбонатно-гипсо-ангидридовыми отложениями (J<sub>3</sub>). В основном к ним приурочены высокотермальные рассолы.

По данным ОАО «Роснефть-Дагнефть» скважиной №2 Айри-Тюбе из среднеюрских отложений был получен незначительный приток пластовой воды хлор-натриевого типа с минерализацией 42,8 г/л, содержанием микроэлементов (мг/л): J – 5,71; Br – 82,98; HCO<sub>2</sub> – 288,8; NH<sub>4</sub> – 46,08. Из верхней юры – нижнего мела этой скважиной был получен приток пластовой воды хлор-натриевого типа с минерализацией 104,7 г/л, содержанием йода – 6,77 мг/л, брома – 326,1 мг/л.

Отложения мелового комплекса более изучены и подразделяются на нижний и верхний, в основном представленный известняками.

Пластовые воды нижнемеловых отложений Димитровской площади характеризуются некоторой контрастностью. Так, воды из интервала 4224-4233 м скв. №44 имеют минерализацию 61,2 г/л, а из интервала 4107-4177 м скв. №25 – 94,0 г/л.

На площади Ленинкент скважиной №10 из интервалов 2940-2930, 2870-2880 м нижнемеловых отложений получена высокоминерализованная вода хлор-натриевого типа, где содержание йода составило 11,21 мг/л, брома – 109,56 мг/л, что соответствует промышленным кондициям.

Верхнемеловые отложения на Таркинском участке месторождения «Большая Махачкала» сплошь представлены известняками. Пластовые воды скв. №7, вскрытые в интервале 3479-3498 м, имеют умеренную минерализацию 32,5 г/л, микроэлементы не определены.

На Махачкалинской площади подобные воды хлор-натриевого типа с минерализацией 30 г/л вскрыты скв. №220. Содержание микроэлементов в них составляет (мг/л): J – 46,8; Br – 76,5; HCO<sub>2</sub> – 460,1; NH<sub>4</sub> – 78,6; Mg – 60,8, что отвечает промышленным кондициям.

На площади Тарнаир воды верхнемеловых отложений отличаются невысокой минерализацией. Из скв. №43 – Тарнаир получена вода с минерализацией 29,3 г/л, в которой содержание йода составляет 41,79 мг/л, брома – 69,53 мг/л.

Скв. 42 площади Капчугай также содержит высокоминерализованные ( $M = 66,6$  г/л) воды с повышенным содержанием йода и брома, приуроченные к меловым отложениям (мг/л): J – 18,75; Br – 150,78;  $\text{NH}_4$  – 64,08.

Мощность потенциально водоносных верхнемеловых отложений достигает 400 м. Следовательно, запасы высокотермальных вод верхнемелового комплекса с минерализацией 1606-2630 мг-экв/л значительны. Они характеризуются как высокоминерализованные йодо-бромные воды хлор-натриевого и хлор-кальциевого типов. В составе газов 5-11% занимает углекислый газ, что свидетельствует об их питании из глубоких горизонтов по тектоническим нарушениям.

Таким образом, мезозойские отложения месторождения «Большая Махачкала» содержат термальные высокоминерализованные пластовые воды, которые могут служить гидроминеральным сырьем для получения йода, брома и минеральных солей.

Йодо-бромные хлор-натриевые высокоминерализованные термальные воды с повышенным содержанием микроэлементов (мг/л): йода – 8,5-10,6; брома – 58-106; бора – 1,5-9,6, получены из интервала 1441-1481 м в скважинах №№ 2Т и 3Т из караганских и чокракских отложений в г. Каспийске. Химический состав их характеризуется следующей формулой:

$$M_{74,4} \frac{\text{Cl}99,2}{(\text{Na} + \text{K})88\text{Ca}7\text{Mg}2}$$

Первоначальный дебит – 1115 м<sup>3</sup>/сут, температура 60°C, избыточное давление на устье 7 атм.

Из интервала 1472-1992 м чокракских отложений получены менее минерализованные термальные воды (42-48 г/л) дебитом до 1000 м<sup>3</sup>/сут, температурой до 70°C и избыточным давлением на устье до 7 атм.

$$M_{48,7} \frac{\text{Cl}96,1\text{HCO}_3 2,3\text{SO}_4 0,3}{(\text{Na} + \text{K})94\text{Ca}3,4\text{Mg}0,6}; \text{pH} 7,0; t 70^\circ \text{C}$$

Эти воды по своему составу аномальны и не характерны для среднемиоценового водоносного комплекса в целом, и Махачкалинского месторождения – в частности. По минерализации и химсоставу они подобны верхнемеловым пластовым водам, что дает основание предположить их глубинное происхождение и субвертикальную миграцию из мезозойского комплекса по тектоническим нарушениям.

Представителем йодо-бромных являются воды скв. 180–Махачкала. Количество йода в этих водах составляет 10 мг/л, что в 2 раза превышает ПДК. Химический состав вод представлен формулой:

$$M_{15,4} \frac{\text{Cl}82,1\text{HCO}_3 17}{(\text{Na} + \text{K})99,3\text{Mg}0,5\text{Ca}0,2}$$

J 10 мг/л

Br 24 мг/л

Воды скв. 4–Ленинкент также можно отнести к йодо-бромным. Химический состав этих вод представлен формулой:

$$M_{5,26} \frac{\text{Cl}75,5\text{HCO}_3 29\text{SO}_4 0,2}{(\text{Na} + \text{K})89,5\text{Mg}9,6\text{Ca}0,8}$$

J 4,5 мг/л

Br 30 мг/л

Воды скважины 215-Махачкала, пробуренной на чокракский горизонт содержат бром в повышенных концентрациях 41,3 мг/л. Из микроэлементов содержится также йод 1,3 мг/л.

$$M_{7,08} \frac{\text{Cl}56\text{SO}_4 30\text{HCO}_3 14}{(\text{Na} + \text{K})98\text{Ca}1}; t 68^\circ \text{C}$$

Из I-ой песчаниковой пачки караганского водоносного комплекса термальные минеральные воды были получены в скв. № 3М в п. Хушет из интервалов 815-830 м дебитом 30 м<sup>3</sup>/сут и 1120-1150 м дебитом 95 м<sup>3</sup>/сут с минерализацией 45 и 35 г/л хлорнатриевого состава с t-50°С, рН-6,9, йодо-бромные углекисло-азотного типа по газовому составу.

Йодо-бромные минеральные воды вскрыты геотермальной скважиной Караман-1 и рядом других скважин, прилегающих земель Новолакстрая. Они обладают высокими гидрогеологическими параметрами и без особых затрат, путем разбуривания цементных мостов и перфорации колонны могут быть получены и использованы для создания лечебниц и санатория.

Йодо-бромные воды используются для наружного применения при заболеваниях нервной системы. Содержание брома в воде должно быть более 25 мг/л, йода 5 мг/л при общей минерализации, допускающей использование её в качестве лечебной питьевой.

#### Литература

1. Курбанов М.К. Гидрогеоэкологическая программа «Родник. – Ресурсы подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и пути их рационального использования, предотвращения процессов загрязнения и истощения» на 2003-2008 гг. // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. – Мат-лы научно-практ. конф-и ИГ ДНЦ РАН. Вып 49. – Махачкала, 2003.

2. Курбанов М.К., Курбанова Л.М., Самедов Ш.Г., Базманова П.М. Problem of arsenic and other pollution of fresh underground waters of Thersco-Kumsky artesian basin and possible ways its solution // The Second International Conference Ecological Chemistry. Chisinau, Moldova, October 11-12, 2002. (Проблема мышьяковистого и прочего загрязнения пресных подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна и возможные пути ее разрешения // Вторая Международная конференция по экологической химии. – Кишинев, 2003).

3. Ревич Б.А., Авалиани С.Л., Тихонова Г.И. Экологическая эпидемиология. – М., изд. «АКАДЕМА», 2004.

4. Курбанова Л.М. Йодо-бромные и сероводородные минеральные воды Махачкалинского месторождения // Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. – Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 49. Мат-лы научно-практ. конф. – Махачкала, 2003. С. 126-127.

5. Курбанова Л.М., Гусейнова А.Ш. К проблеме мышьяковистого загрязнения Северо-Дагестанского артезианского бассейна // Геология и нефтегазоносность юга России. Мат-лы научно-практ. конференции. – Махачкала, 2008. С. 218.

6. Генезис мышьяка в ресурсах пресных подземных вод Северо-Дагестанского артезианского бассейна. Отчет по выполнению гранта РФФИ. Рук. проекта Курбанов М.К. – ИГ ДНЦ РАН. Махачкала, 2003.

7. Информационный бюллетень за 2006 год о состоянии геологической среды на территории Республики Дагестан. Вып. 9. – Махачкала, РЦ «Геомониторинг», 2007.

### ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА. НЕКОТОРЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РЕСТРУКТУРИЗАЦИИ УГОЛЬНЫХ ШАХТ РЕГИОНА

Гавришин А.И., Чуркин В.А.

Южно-российский государственный политехнический университет (НПИ), Новочеркасск, Россия

Многие десятилетия состояние окружающей среды и условия жизнеобитания в Восточном Донбассе зависят от предприятий машиностроительного, металлургического, сельскохозяйственного и химического профилей, жилищно-коммунального хозяйства и многих других факторов. Но среди основных источников негативного воздействия на окружающую среду региона необходимо отметить деятельность угледобывающего и углеперерабатывающего комплексов. Указанные факторы формируют мощные потоки загрязнения воздушной, водной и геологической сред, техногенную трещиноватость горных пород, оседание земной поверхности, засоление почв, деформацию зданий, сооружений и коммуникаций, заиливание водотоков и многие другие негативные последствия [1].

В данной работе использовано более 1000 анализов химического состава грунтовых вод региона за 50-летний период (с 1950-60 по 2010г.г.). Анализ информации выполнен с привлечением широкого комплекса математико-статистических методов: интервальная оценка параметров, проверка гипотез (статистические критерии), одномерная и многомерная корреляция, прямолинейная и криволинейная регрессия.

Как главный способ анализа гидрогеохимических закономерностей использован оригинальный G-метод классификации многомерных наблюдений (выделения однородных совокупностей-таксонов), основанный на критерии Z-квадрат (Гавришина), детальное описание которого можно найти в ряде публикаций автора [1, 2]. Здесь коротко отметим только главные особенности метода и разработанной на его основе компьютерной технологии AGAT-2. Метод позволяет:

- строить классификации наблюдений в условиях отсутствия априорных сведений о таксономической структуре (задача без учителя);
- задавать различные уровни классификации наблюдений и получать различную детальность таксономических построений (классы, подклассы и т.д.);
- не вводить ограничения между числом признаков и числом наблюдений;
- использовать зависимые признаки;
- оценивать сходство-различие между однородными таксонами;
- оценивать информативность признаков в полученной таксономической структуре;
- классифицировать новые наблюдения.

G-метод реализован в виде компьютерной технологии AGAT, позволяющий автоматически строить классификации многомерных наблюдений различного уровня детальности, и успешно применён для изучения природных и природно-антропогенных систем на Земле, Луне, Марсе, кометах, астероидах и в дальнем космосе по астрофизическим, космохимическим, дистанционным, гидрогеохимическим, экогеологическим, геологическим и другим видам данных [ 2 -4]. Сопоставлением, выделенных автоматически на компьютере однородных таксонов, обнаружены и количественно описаны закономерности формирования химического состава грунтовых вод региона.

Средний химический состав грунтовых вод Восточного Донбасса приведён в табл. 1, в которой видны существенные изменения за обследованный период с 1950 по 2010 год. В 1950-1960 г. г. (в табл. 1, 1955) влияние функционирования угольных шахт очень слабо сказывалось на составе грунтовых вод, они имели невысокую минерализацию и главными были природные факторы их формирования (состав водовмещающих пород, климат, интенсивность водообмена и т.д.). Но уже к 1999 году, когда затопливалась часть угольных шахт, началось всё более усиливающееся влияние ореолов рассеяния загрязнённых вод из природно-техногенных резервуаров ликвидируемых шахт. Начала повышаться минерализация вод за счёт роста содержаний большинства макрокомпонентов. Очень резкие изменения наступили после затопления многих угольных шахт, что наглядно видно по результатам обобщения 2006 и 2010 годов. Здесь были использованы также воды загрязнённых колодцев и скважин в хуторах Лихой, Комиссаровский, Волчанский и других (табл. 1). Резко повысилась минерализация вод до  $3^x$  г/л и содержание сульфатов до 1.4 г/л.

Для каждого периода опробования осуществлялась классификация вод по программе AGAT-2 с выделением однородных гидрогеохимических видов и вариантов. Пример анализа такой информации приведён для 2010 года (табл. 2). Всего в обобщении использован 261 анализ грунтовых вод. Выделено четыре однородных гидрогеохимических варианта, которые интерпретированы следующим образом (табл.2). Шесть проб (2.2%) отнесены по происхождению к природным, т.е. на них не оказал существенного влияния техногенный фактор. Далее следует гидрогеохимический вариант 2, в котором минерализация колеблется от 2.2 до 12.8 г/л, содержание сульфат-иона от 0.9 до 7.3 г/л.



Таблица 1

Средний состав грунтовых вод (мг/л и %-моль)

Дата	pH	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	Na	M
1955	7.4	356	517	86	141	53	190	1250
		31	56	13	36	23	41	
1999	7.2	562	672	76	157	91	230	1510
		36	55	9	31	30	39	
2006	7.1	728	1362	108	282	110	461	2690
		28	65	7	33	21	46	
2010	7.2	542	1383	298	280	131	485	3029
		19	63	18	30	24	46	

Это свидетельство типичного влияния сульфатных шахтных вод. Вариант два содержит 95% всех наблюдений. Вариант три (табл. 2) отличается высоким содержанием хлор-иона и связан с влиянием прямой гидрогеохимической зональности состава подземных вод региона, при которой формируются минерализованные хлоридные воды. Доля этого варианта составляет всего 1.5%. Четвёртый вариант отражает слабо сохранившееся влияние обратной гидрогеохимической зональности состава подземных вод, по которой формируются оригинальные содовые воды. Этот вариант содержит всего 3 пробы или 1.1%(табл. 2).

Таблица 2

Состав однородных гидрогеохимических вариантов грунтовых вод Восточного Донбасса в 2010 г.

Вариант	Кол-во	Вид	pH	Компонент (мг/л)							
				HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	Ca	Mg	Na	Fe	M
1	6	1,04	7,1	304	502	324	220	67	190	14.4	1600
2	193	1.01	7.2	448	858	292	227	96	337	1.6	2180
	5	0.01	7	378	1840	413	385	171	535	6.3	3810
	8	1.02	7.1	623	2160	147	562	224	297	0.2	3990
	3	1,05	7	512	2380	123	564	231	338	4.6	4300
	4	6.01	7	736	2230	360	361	233	746	9.6	4450
	6	1.03	7.2	477	2250	467	457	200	679	4.6	4560
	3	2.03	7	970	2810	138	376	186	1030	6.2	5180
	10	2.01	6.8	845	2900	129	638	333	433	1.6	5190
	5	2.02	7.2	687	3360	196	418	317	944	2.4	6030
	9	3.01	7.1	1670	6550	105	387	236	2900	4.1	11100
2	A1	7	2340	7350	109	309	284	3586	25.6	12810	
3	4	4.01	7.2	348	1470	1540	379	203	1050	1.6	5050
4	3	5,01	9,5	293	241	649	29,4	48,6	542	23	1670

Таким образом, в настоящей работе рассмотрены закономерности формирования химического состава шахтных и грунтовых вод в Восточном Донбассе, роль природных и техногенных факторов в процессе функционирования и массовой ликвидации угольных шахт региона.

#### Литература

1. Гавришин А.И., Корadini А., Мохов А.В., Бондарева Л.И. Формирование химического состава шахтных вод в Восточном Донбассе. Новочеркасск: ЮРГТУ (НПИ), 2003. 187 с.
2. Гавришин А.И., Корadini А. Многомерный классификационный метод и его применение при изучении природных объектов. М.: Недра, 1994. 92 с.
3. Гавришин А.И. Корadini А. Происхождение и закономерности формирования химического состава подземных и шахтных вод в Восточном Донбассе. // Водные ресурсы, 2009, Т. 36, № 5.- С. 564-574.
4. Гавришин А.И. Количественный анализ природных и техногенных гидрогеохимических закономерностей.// Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 2012, №2.-С.37-42.

## **ИСКУССТВЕННОЕ ПОПОЛНЕНИЕ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРАХ**

*Ибрагимова Т.И., Самедов Ш.Г.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Комплексное использование и охрана водных ресурсов предполагает применение искусственного восполнения запасов подземных вод, как метод регулирования водных ресурсов и управления процессами формирования подземных вод. Оценка состояния и общие перспективы применения систем искусственной инфильтрации показывает большие потенциальные возможности регулирования запасов подземных вод, их количества и качества в разнообразных геологических условиях. Истощение ресурсов происходит при эксплуатации водоносных горизонтов с отбором воды в количествах, превышающих естественное или искусственное восполнение. Это проявляется в снижении напоров и последующем истощении ресурсов подземных вод.

На водозаборах величина допустимого водопонижения предусматривается заранее и устанавливается при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. Истощение ресурсов подземных вод происходит как при чрезмерном водоотборе, так и при нарушениях условий питания и восполнения резервуара подземных вод. Изменение гидрогеологических условий, в свою очередь, оказывает негативное воздействие на окружающую среду в целом. Огромное влияние на истощение и загрязнение подземных вод оказывают артезианские скважины, не ликвидированные после поисково-разведочных работ и бесконтрольно расходующие ресурсы подземных вод.

Неликвидированные скважины часто находятся в плохом техническом состоянии, а поэтому не только истощают водоносные горизонты, но и служат одним из путей для проникновения загрязняющих веществ. Обследования артезианских скважин в Дагестане, проведенные в 2000-2012 годах и охватившие 25% их общего числа, показали, что 30% скважин служат источником загрязнения подземных вод из-за их плохого технического состояния. В проблеме комплексного использования и охраны водных ресурсов первостепенное значение приобретает искусственное восполнение запасов подземных вод как метод регулирования водных ресурсов и управления процессами формирования подземных вод [8].

Искусственное восполнение запасов подземных вод (ИВПВ) занимает важное место в комплексе мероприятий по воспроизводству наиболее дефицитных водных ресурсов. Таким образом, формируются искусственные запасы подземных вод.

Магазинирование поверхностного стока в подземных емкостях имеет преимущества перед созданием поверхностных водохранилищ из-за уменьшения потерь воды на испарение и фильтрацию, сохранения земельных угодий, улучшения качества воды. Метод ИВПВ находит также применение для защиты водоносных горизонтов, содержащих пресные воды, от внедрения морских соленых вод или загрязнения подземных вод.

Отечественный и зарубежный опыт показывает возможность применения этого метода для решения разнообразных водохозяйственных задач: получения дополнительных эксплуатационных запасов подземных вод; охраны подземных вод от истощения и улучшения их качества; накопления излишков поверхностного стока в природных подземных емкостях; формирования линз пресных вод среди соленых; защиты водоносных горизонтов от внедрения морских вод или «подтягивания» соленых подземных вод и загрязненных промышленных стоков.

Весьма важной задачей, решаемой также искусственным регулированием запасов подземных вод, является обеспечение водохозяйственных объектов источниками хозяйственно-питьевого водоснабжения на неограниченный срок.

Большинство водозаборов в долинах рек с относительно постоянным и периодически действующим поверхностным стоком обеспечивают свою

производительность за счет ресурсов, привлекаемых из рек и водоемов. Помимо береговой фильтрации, применяемые здесь методы искусственного восполнения, связаны в основном с русловым регулированием поверхностного стока и улучшением проницаемости донных отложений.

Эксплуатационные запасы подземных вод другой большой группы водозаборов, действующих преимущественно в аридной зоне, формируются главным образом за счет потерь на фильтрацию ирригационных вод на орошаемых массивах. Наиболее крупные из них приурочены к площадям развития высокопроницаемых четвертичных галечников конусов выноса и предгорных шлейфов и к межгорным впадинам, выполненным мощными аллювиально-пролювиальными рыхлообломочными отложениями.

Для восполнения запасов подземных вод применим также способ регулируемого затопления, при котором используются искусственные выемки или естественные понижения рельефа, нередко с сохранением почвенно-растительного покрова. Затоплению подвергаются как большие площади, охватывающие значительные части месторождений подземных вод, так и небольшие участки в пределах депрессионных воронок водозаборных скважин. При кратковременности действия этот способ имеет неплохие результаты там, где развиты хорошо проницаемые рыхлые отложения, а емкостные запасы подземных вод могут обеспечить дебит водозабора в период между двумя затоплениями.

Источниками воды для восполнения преимущественно служат реки, в меньшей степени - озера и водохранилища. Вода используется, как правило, без предварительной подготовки или после отстаивания. Наименьшие скорости инфильтрации (0,05-0,3 м/сут.) наблюдаются при затоплении поверхностей с естественным супесчано-суглинистым покровом. Для инфильтрационных бассейнов скорости просачивания изменяются от 0,5 до 4,0 м/сут.

Системы искусственного восполнения запасов подземных вод в первую очередь необходимы в районах, где недостаточно источников водоснабжения и имеется опасность истощения или засоления подземных вод, а также на участках водозаборов, для которых эксплуатационные запасы подземных вод рассчитаны на ограниченный срок (20-30 лет), исходя из сработки их естественных (емкостных) запасов.

На месторождениях подземных вод в долинах равнинных рек наилучшие условия для создания систем искусственного восполнения имеются в пределах надпойменных террас. Для водозаборов линейного типа (горизонтальная дрена или ряд скважин), расположенных параллельно берегу реки, искусственное восполнение целесообразно осуществлять с помощью также линейного ряда инфильтрационных бассейнов. Для концентрированного отбора значительных искусственных запасов подземных вод рекомендуется устраивать системы линейных водозаборов, чередующихся с рядами инфильтрационных бассейнов [7]. При оценке технико-экономической целесообразности таких систем решающее значение может иметь близость источника восполнения, поскольку прокладка водоводов к инфильтрационным бассейнам требует значительных капиталовложений.

В долинах горных рек, имеющих небольшую длину, при резких колебаниях их расходов по сезонам года большое значение приобретает многолетнее регулирование стока путем устройства водохранилищ в верхнем течении реки. При этом в нижнем бьефе плотины может быть сооружен каскад русловых инфильтрационных бассейнов, питающихся за счет периодических попусков воды из водохранилищ [2]. Для восполнения запасов грунтовых вод аллювиальных отложений в таких долинах также применим комплекс русловых методов: рыхление или расчистка донных отложений, устройство насыпных дамб, перемычек, водосливных порогов для расширения площади инфильтрации и увеличения ее скорости в результате создания дополнительного подпора.

Особые условия существуют в речных долинах, врезанных в закарстованные карбонатные породы, к которым приурочен водоносный горизонт. Если при этом речной сток имеет временный характер или резко изменяется по сезонам года, то мероприятия искусственного восполнения должны в первую очередь иметь целью усиление естественной инфильтрации поверхностных вод и, таким образом, уменьшение их безвозвратных потерь на испарение, и сброс вниз по течению в море или другую реку. Этому может способствовать улучшение фильтрационных свойств русловых отложений путем снятия слабопроницаемого покрова из суглинков и продуктов выветривания карбонатных пород, устройства задерживающих дамб в руслах с временными водотоками и т.п. Вблизи участков искусственной инфильтрации следует производить усиленный отбор подземных вод для создания в водоносном горизонте регулирующей емкости, способной принять в период паводка достаточный объем пресной воды.

Благоприятные условия для восполнения запасов подземных вод имеются в песчаных массивах; в головных частях конусов выноса со значительной (до 100 м и более) мощностью зоны аэрации, представленной хорошо проницаемыми галечниками; в межгорных впадинах, обладающих большими естественными запасами подземных вод; в областях питания артезианских бассейнов платформенного типа и складчатых областей; в зонах выхода на поверхность трещиноватых и закарстованных карбонатных пород, а также на территориях с невысокой дренированностью и возможностью понижения уровня подземных вод ниже его отметки в области разгрузки, что позволяет сократить потери подземных вод на сток к естественным дренам.

Наиболее эффективно искусственное восполнение запасов подземных вод в речных долинах, характеризующихся близостью источника восполнения, преимущественно песчаным составом отложений, обеспечивающим эффективную очистку поверхностных вод, возможностью использовать двухстороннюю инфильтрацию (из реки и ряда бассейнов) для формирования дебита водозабора. Здесь применимы инфильтрационные бассейны различного типа: береговые (приречные) в виде линейных рядов; кольцевые системы, позволяющие проводить концентрированный отбор искусственных запасов; русловые бассейны, обеспечивающие комплексное, рациональное использование подземных и поверхностных вод; возможны различные способы усиления русловой инфильтрации (чистка, рыхление русловых отложений, устройство подпорных дамб, порогов).

Для искусственного восполнения здесь могут использоваться инфильтрационные бассейны облегченного типа, борозды и каналы, а также затапливаемые обвалованные площадки в головных частях конусов выноса, где зона аэрации сложена хорошо проницаемыми галечниками значительной мощности. В зонах погружения водоносного горизонта и транзита подземных вод можно применять скважины двойного действия, позволяющие производить попеременно откачку воды и нагнетание или налив для восполнения ее запасов [1].

Специфические условия эксплуатации и искусственного восполнения запасов подземных вод существуют в приморских районах, где часто возникает опасность интрузии соленых подземных или морских вод. Защита водозаборов в этих условиях от засолонения может осуществляться экстенсивными и интенсивными методами. При экстенсивных методах эксплуатации отбор подземных вод должен ограничиваться величиной их естественного питания. При этом эксплуатационное понижение уровня подземных вод на участке водозабора допустимо до отметки не ниже уровня моря, в противном случае неизбежно образование обратного уклона подземного потока и подтягивание к водозабору морской воды. Если это условие невыполнимо и избежать интрузии морских вод нельзя, водозабор должен быть перенесен на новый, более удаленный от моря участок водоносного горизонта, где, по данным гидродинамических расчетов, исключается опасность вторжения морских вод. Если и это невозможно, то

эксплуатацию подземных вод следует осуществлять интенсивными методами с обязательным искусственным восполнением подземных вод. С этой целью между водозабором и берегом моря необходимо устраивать ряд поглощающих скважин. При нагнетании в них пресной воды создается гидравлический барьер, который препятствует подтягиванию морских вод. Для нагнетания и отжатия соленых вод могут использоваться поверхностные воды, и в случае острой необходимости пресные подземные воды других водоносных горизонтов или того же горизонта, но отбираемые более удаленными от моря водозаборами.

Наряду с оценкой состояния и общими перспективами применения систем искусственной инфильтрации, необходимы также детальные гидрогеологические исследования на отдельных водозаборах и участках аккумуляции поверхностного стока, имеющих благоприятные условия для искусственного восполнения подземных вод. При наличии источника пополнения, основными задачами гидрогеологических изысканий для создания систем ИВПВ являются: выбор участка расположения сооружений и типов инфильтрационных и водозаборных сооружений, определение их производительности, оценка качества природных подземных вод и прогноз качества природных вод.

Для выбора участка расположения сооружений проводятся изыскания, уточняющие гидрогеологические условия и параметры пласта, в который будет подаваться вода на пополнение. Особенно детально изучается строение зоны аэрации и водоносного пласта с целью выявления присутствия слабопроницаемых прослоек, препятствующих поступлению воды в пополняемый пласт – глинистых слоев и линз в аллювии, элювиального слабопроницаемого слоя на поверхности полускальных и скальных пород и др.

Основными видами исследований для обоснования искусственного пополнения запасов подземных вод являются опытная инфильтрация в бассейнах и наливов (нагнетания) в скважины. Данные опытно-инфильтрационных работ позволяют определить фильтрационные параметры заиленного слоя грунта, дать прогноз отдачи сооружений искусственного восполнения и оценить изменения качества воды при инфильтрации. Расчетные показатели отдачи сооружений искусственного пополнения используются при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. Отнесение искусственно формируемых эксплуатационных запасов к определенным критериям проводится в соответствии с разработанными критериями – по степени изученности скорости инфильтрации (основного количественного показателя искусственного восполнения), условий эксплуатации сооружений искусственного восполнения подземных вод и достоверности прогноза качества получаемой воды.

В полосе предгорий, вошедших в Дагестанский артезианский бассейн, имеются ряд малых артезианских бассейнов либо закрытого, либо полужакрытого типа. Водовмещающими породами являются песчано-глинистые отложения палеоген-неогенового возраста. Часть водоносных горизонтов этих бассейнов содержит солоноватые воды, а другая часть - пресные воды, но с ограниченными ресурсами и слабым напором. Это объясняется недостатком питания водоносных горизонтов и предлагается искусственно активизировать процесс питания водоносных горизонтов, предполагая их высокие перспективы для водоснабжения [4].

Оценка возможностей магазинирования подземных вод выполнялись рядом гидрогеологов, в связи с необходимостью улучшения водоснабжения городов и поселков. Она имеет огромное значение для решения проблемы увеличения производительности существующих водозаборов на перспективу. Опыт искусственного восполнения подземных вод в Республике Дагестан пока невелик, так как в нем раньше не было острой потребности. Этот вопрос удачно решен в Прибалтийских странах (Рига, Вильнюс, Клайпеда, Каунас), на Украине (Черновцы, Севастополь, Ивано-

Франковск), Кавказе (Пятигорск), Урале (Троицк, Асбест) и в Сибири (Красноярск, Канск, Новокузнецк).

Применительно к использованию термальных вод наиболее оптимальной может быть технология применения геодинамической системы в сочетании с техническими средствами для водоподготовки, и для попутного извлечения промышленных минеральных компонентов.

В общем случае, для всех типов подземных вод проблемы улучшения водоснабжения и рационального использования ресурсов необходимо рассматривать во взаимосвязке и сочетании вариантов магистрального, геодинамического и комплексных подходов, ориентированных, в том числе, и на предотвращение истощения и загрязнения.

Выбор площади искусственного восполнения определяется следующими основными факторами:

1. гидрогеологическими условиями перспективного участка для строительства сооружений;
2. литологическим составом пород, мощностью и фильтрационными свойствами пород зоны аэрации, характеристиками природной подземной емкости;
3. возможными источниками восполнения (их качественными характеристиками);
4. способами восполнения запасов подземных вод.

Оценка состояния и общих перспектив применения систем искусственной инфильтрации показывает большие потенциальные возможности регулирования запасов подземных вод, их количества и качества в разнообразных природных условиях.

В пределах Дагестанского артезианского бассейна участками, перспективными для магистрального, являются валунно-галечниковые и гравийно-песчаные отложения долин рек Самур, Уллучай, Рубас и Гамри-Озень. Источниками питания могут служить атмосферные осадки и поверхностные воды [4].

При оценке возможностей магистрального подземных вод основным условием является эколого-экономическая целесообразность. Для получения исходной информации, необходимой для предварительного обоснования условий работы инфильтрационных сооружений, должен быть выполнен комплекс разведочных работ на участках размещения проектных сооружений.

#### Литература

1. Глазунов И.С., Роговская Н.В. Методы гидрогеологических исследований и расчетов для обоснования магистрального пресных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1968г.
2. Заезжев Н.М. Об искусственном восполнении эксплуатационных запасов подземных вод // Разведка и охрана недр. – М. 1963. № 2.
3. Курбанов М.К. Ресурсы подземных вод и перспективы по разработке и внедрению методов магистрального природных вод в геологических резервуарах (на примере Дагестана). Тез. IV конф. по геологии и полез. ископ. С.Кавказа. – Ессентуки. 1974.
4. Курбанов М.К., Кудрявцева К.А. Закономерности формирования и размещения ресурсов пресных и минеральных вод Южного Дагестана. Махачкала. ДГРЭ. 1974.
5. Курбанов М.К. К проблеме магистрального природных вод в геологических резервуарах Дагестана. Тр ИГ. – Махачкала. 1978. в.14. С.128-135.
6. Минкин Е.Л. Определение количества поверхностных вод, привлекаемых инфильтрационными водозаборами из реки // Вопросы оценки эксплуатационных ресурсов подземных вод. - М.: ВСЕГИНГЕО, 1969. №17.
7. Минкин Е.Л. К вопросу об оценке производительности инфильтрационных водозаборов // Водные ресурсы. – М. 1976. № 6.
8. Сычев К.И. Волосевюч Ю.И., и др. Об эффективности применения руслового метода искусственного восполнения подземных вод. Тр.ВСЕГИНГЕО,1976, вып.106.

# ОПЫТ СООРУЖЕНИЯ АРТЕЗИАНСКИХ ВОДОЗАБОРНЫХ СКВАЖИН В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРСКО-КУМСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ТКАБ) И ВЫБОР ИХ КОНСТРУКЦИЙ

*Кондаков В.М., Гусейнова А.Ш.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

## **Введение**

В настоящее время в РД имеется более 3000 водозаборных скважин, в т.ч. 2000 самоизливающихся. Большинство скважин оборудовано щелевыми фильтрами и работает в режиме самоизлива [5, 6].

При нарушении режима эксплуатации, временного закрытия скважин или ограничения дебита, происходит пескование скважин, а иногда и прекращение самоизлива. Когда-то несколько десятилетий назад оборудование скважин щелевыми фильтрами и краново-диафрагменными устройствами на устье скважин ( для ограничения дебита ) было оправдано. Но к настоящему времени отмечено повсеместное снижение статического уровня подземных вод, особенно в апшеронском и бакинском водоносных горизонтах, от 3 до 30 м (в апшеронском). Так, в г. Кизляр статический уровень апшеронского водоносного горизонта (относительно поверхности земли) достигает до +10 - + 3 м, в сел. Бабаюрт + 7 м, г. Кочубее + 10 м. В городах и селениях помимо снижения регионального статического уровня подземных вод имеет место и дополнительное снижение за счет работы близ расположенных водозаборных скважин.

Снижение пьезометрического уровня продуктивных водоносных горизонтов вызвано сработкой "упругих" запасов подземных вод в связи с увеличением водоотбора. Так, если в 1960 г. водоотбор по бакинскому и апшеронскому водоносным комплексам составлял порядка 200 тыс. м<sup>3</sup>/сут, то на 1995-2000гг. уже - 380--480 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Особенно интенсивный водоотбор происходит в населенных пунктах г. Кизляр, сел. Бабаюрт, Кочубей, Тарумовка, Терекли-Мектеб, Южносухокумск.

В связи с вышеизложенным в настоящее время актуальным является вопрос о принудительном водоотборе с использованием электропогружных насосов для получения дебитов порядка 8-25 л/с вместо 1-4 л/с в самоизливающихся скважинах. Поэтому, экономически обоснованным будет схема водозабора на принудительном режиме с централизованным водоснабжением, к примеру, от одной скважины для населения в 2500 человек (вместо 4-5 скважин, работающих в режиме самоизлива).

Большое значение приобретает правильное оборудование артезианских скважин, в частности, выбор оптимальной конструкции фильтра, так как режим работы скважин чаще будет непостоянным: из-за периодического включения-выключения насосов согласно технологической схеме водопотребности.

## **Опыт работы в Ногайском районе РД**

В 1982 г. на северной и восточной территории от г. Южносухокумска проводилась предварительная разведка подземных вод с целью орошения (ДГРЭ, 1982 г.) черных земель. Данные работы показали, что на значительной территории водоносные породы представлены тонко-мелкозернистыми песками кроме южной части (от г. Южносухокумска). Бурение проводилось с отбором керна, его выход составлял порядка 20 %. Скважины были оборудованы сетчатыми фильтрами (с ячейкой 2мм) и при проведении откачек песковали. Водовмещающие пески в интервале глубин 60-330 м имели следующие значения гамма-каротажа: 3-5 мкр/час (куст скважин 619-621, в 20 км на север от г. Южносухокумска); 5-8 мкр/час (скв.692,615, в 10 км на восток от г. Южносухокумска) и 8-12 мкр/час (куст скважин 649 ц, 650 ц, 652 ц. Кажущее сопротивление было в пределах 30-50 ом/м. Качество работ по проведению кустовых откачек было низким ввиду образования песчаных пробок в наблюдательных скважинах, а также не идентичной по интервалам глубин посадки фильтров. Самые достоверные коэффициенты фильтрации равны 4.5 м /сут.

Водоснабжение г. Южносухокумска до 1997 г. осуществлялось за счет подачи поверхностной воды из реки Кума. На территории города пресные подземные воды имеют статический уровень ниже поверхности земли. Водовмещающие породы представлены тонко-мелкозернистыми песками. Предприятие ОАО "Дагестангеология" оборудовало ряд водозаборных скважин на принудительном режиме водоотбора. Водоносный продуктивный верхнеапшеронский горизонт залегает в интервале глубин 135-202 м. Типичная скважина (2/98) оборудована колоннами труб: верхняя эксплуатационная диаметром 324 мм от + 0,6 до 105 м: нижняя фильтровая - диаметром 114 мм от 96 до 208м. Фильтры были оборудованы в интервале глубин 135-140; 146-153 и 173-194 м. На нижней колонне труб были установлены кожуховые фильтры с гравийно-песчаной обсыпкой. Роль кожуха выполняли трубы 114 мм и внешняя труба 159 мм. Каждая труба оборудовалась сетчатым фильтром на перфорированном каркасе, внутренний, сетчатый фильтр вставлялся симметрично в фильтр-трубу 159мм, после чего зазор заполнялся гравийно-песчаной обсыпкой (смесь фракции 5 -1мм), которая утрамбовывалась во влажном состоянии, затем концы фильтра герметично заваривались. Погружной насос (ЭЦВ 8-25-100) опускался на глубину 80 м. Дебит составлял более 8 л/с (691 м<sup>3</sup>/сут.) при понижении уровня на 30 м.

В настоящее время аналогичным способом оборудовано порядка 6 скважин. Проблема водоснабжения населения г. Южносухокумска полностью решена.

При детальной разведке подземных вод для целей орошения (С.А. Агаметов и др., 1990) в 27 км на северо-восток от Терекли-Мектеб, в бакинском водоносном горизонте с водовмещающими тонко-мелкозернистыми песками, был оборудован кожуховый фильтр с гравийно-песчаной обсыпкой диаметром 273 мм. Водоносный горизонт залегает в интервале глубин 120-197м, а его эффективная мощность составляет 55 м. Фильтр был посажен в интервале глубин 147-179м. При откачке дебит равнялся 26,6 л/с при понижении в 20 м. Значения гамма-каротажа были в пределах 8-9 мкр/час, а кажущего сопротивления - 35-40 ом/м. Коэффициент водопроницаемости был равен 572 м<sup>2</sup>/сут, а коэффициент фильтрации - 10,4 м/сут. Скважина после освоения не песковала.

Для севера Ногайского района были отобраны данные по 39 «случайным» скважинам, вскрывающие верхнеапшеронский водоносный горизонт, где состав водовмещающих песков – тонко-мелкозернистый. Скважины были оборудованы щелевыми фильтрами с шириной щели от 2 до 10мм. За 25-30 лет (с 1952 г. по 1988 г) работы в режиме самоизлива дебиты 26-ти скважин сократились более, чем в 3-5 раз. Это связано, в первую очередь, с образованием песчаных пробок, как следствие несоответствия параметров фильтров данным гидрогеологическим условиям.

Региональное же снижение уровней подземных вод (за 30 лет) не превысило 5 м при первоначальном среднем статическом уровне + 15,0 м. Поэтому, дебиты скважин могли понизиться только на 30 % согласно расчету по удельному дебиту скважин

#### **Гидрогеологические условия Терско-Кумского артезианского бассейна в пределах Дагестана**

Здесь распространены хазаро-хвалынский, бактнский и верхнеапшеронский (верхняя и нижняя пачки) водоносные комплексы (ВК). Перечисленные ВК имеют наименьшую мощность в области питания. Увеличение мощности отложений ВК происходит в восточном и северо-восточном направлении [5, 6].

Хазаро-хвалынский ВК имеет мощность на западе до 50м, а в восточной части – до 250м. В западной и южной части дагестанской равнины подземные воды сверху не защищенные. Минерализация подземных вод изменяется от 0,3 г/л в области питания – до 5 г/л в восточной части. Удельные дебиты очень различны – от 0,1 до 20 л/с\*м.

Водоносный комплекс бакинских отложений. Данный водоносный комплекс (ВК) представлен песчано-глинистыми аллювиально-морскими образованиями. На западе Ногайского района его суммарная мощность составляет 30-50м. а на востоке – 250м. По направлению на восток и северо-восток средне – и мелкозернистые пески



замещаются тонкозернистыми и пылеватыми. В центральной части равнинного Дагестана пьезометрический уровень составляет от +3 до +10м. относительно устьев скважин, тогда как на западе Ногайского района не отличается от уровня грунтовых вод. В восточной части равнины напор подземных вод достигает +20м относительно поверхности земли. От верхнезалегающего хазаро-хвалынского водоносного комплекса бакинский ВК разделен глинистыми прослоями мощностью от 10 до 20м. Удельные дебиты изменяются в пределах 0,2-2,0 л/с\*м. Минерализация подземных вод в восточном направлении увеличивается до 3 г/л, также и тип воды – от гидрокарбонатного до хлоридно-сульфатного.

Водоносный горизонт верхнеапшеронских отложений. Областью питания водоносного комплекса является юго-западная область Терско-Кумского бассейна в пределах предгорной Кабардинской наклонной равнины, сложенной мощной толщей аллювиальных, делювиальных и флюви-огляциальных песчано-галечниковых отложений. Не имея выходов на дневную поверхность в полосе предгорий, отложения верхнеапшеронского яруса сочленяется с грубообломочным материалом конусов выносов. Для апшеронского яруса характерными являются мощные пласты песчаных вязких глин, разделяющих пачки водоносных пластов, которые представлены разнозернистыми песками. Глубина залегания водоносного горизонта увеличивается с запада на восток и с севера на юг, соответственно и напоры подземных вод возрастают с погружением водоносных горизонтов. Относительные отметки статических уровней в западной части района 4,9-0,7м., то в восточной части площади пьезометрические напоры достигают 5-10м.

Пьезометрическая поверхность с уклоном 0,0006-0,0014 снижается на северо-восток. О водообильности водоносных горизонтов можно судить по дебитам разведочных и эксплуатационных скважин, которые при самоизливе имеют дебиты от долей литра до 40 и более литров в секунду. В среднем дебиты водозаборных скважин составляют 8-10 л/с, водопроницаемость варьирует в пределах 256-1420 м<sup>2</sup>/сут., коэффициент пьезопроводности доходит до 3,8х 10<sup>5</sup> м<sup>2</sup>/сут.

По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые, пресные с минерализацией до 0,8 г/л. Затрудненный водообмен, весьма замедленное движение и высокие напоры в прибрежной части Терско-Кумского бассейна обуславливают естественную разгрузку подземных вод через слабопроницаемые породы кровли. Многочисленные фонтанирующие скважины также способствуют искусственному дренажу водоносного горизонта.

Водоносный комплекс верхнеапшеронских отложений (нижняя пачка). Комплекс апшеронских отложений залегает под региональным водоупором Бакинских отложений. Воды апшеронских отложений распространены в районе работ повсеместно. Литологически водоносный комплекс представлен тонко-, мелко- и средне-зернистыми песками. Область питания горизонта находится за пределами района работ в предгорных районах Восточного Предкавказья и на восточных склонах Ставропольской возвышенности.

Водоносные горизонты Апшерона вскрыты на глубинах 396 м и ниже в пределах района работ. Воды напорные, статические уровни устанавливаются на высоте от +4,0 до +10 от поверхности земли. Дебиты фонтанирующих скважин варьируют в пределах от долей литра до 5,0 и более литров в секунду. Удельные дебиты колеблются от 0,3 до 1,14 л/с/м. Водопроницаемость изменяется в пределах участка, принятое значение равно 463 м<sup>2</sup>/сут., коэффициент пьезопроводности составляет 4,8 х 10<sup>5</sup>.

По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным натриевым с сухим остатком 0,5-0,8 г/л. Температура воды на устье скважин 18-24<sup>0</sup>С.

Разгрузка осуществляется многочисленными эксплуатационными скважинами, расположенными на площади работ, а также за счет перетекания в вышележащие водоносные горизонты из нижележащих высоконапорных.

## **Описание технологического процесса и технологической схемы производственного объекта на примере артезианской скважины в сел. Шамхал- Янгиюрт**

1. Планировка площадки под буровой агрегат и вспомогательное производственное и бытовое оборудование со снятием верхнего гумусового слоя мощностью 0,3м с площади 100м<sup>2</sup> и его складирование, объем – 30м<sup>3</sup>
2. Монтаж буровой установки УРБ-ЗАЗ, строительство временных зданий, навесов для хранения материалов
3. Бурение долотом диаметром 295мм в интервале 0-50м под эксплуатационную колонну диаметром 219мм. Спуск эксплуатационной колонны 219мм в интервале 0-50м и цементирование; ОЗЦ.
4. Бурение скважины диаметром 190мм под эксплуатационно-фильтровую колонну в интервале глубин 50-305м.
5. Проведение стандартного каротажа скважины в интервале 50-305м
6. Установка и цементирование эксплуатационной колонны 127мм и фильтровой колонны 89 мм способом «впотай» в интервале глубин 50-305м (кожухово-сетчатый фильтр) – с установкой фильтров в интервале глубин 230-245 и 286-296, ОЗЦ.
7. Разбуривание цементного стакана в интервале 210-220м – 5 группа пород.
8. Освоение скважины - разглинизация в течение 2 суток: промывка и тартание до чистой воды, разглинизация компрессором ПР-10м с установкой центрального эрлифта на глубине 40-50м
9. Проведение опытной откачки в течение 2-х суток.
10. Отбор проб воды
11. Демонтаж буровой установки
12. Рекультивация земель, утилизация отходов

### **Взаимосвязь гранулометрического состава водоносных песков с геофизическими и фильтрационными свойствами**

При оценке обеспеченности подземными водами Республики Дагестан при расчете гидрогеологических параметров была получена [3] следующая зависимость:

$$T = 2,9 T_1, \quad (1)$$

Где  $T$  – коэффициент водопроницаемости (КВ), определенный графоаналитическим методом по наблюдательным скважинам;  $T_1$  – КВ, определенный по формуле Дюпюи в центральной скважине. Вторым способом определения коэффициентов фильтрации является интерпретация по аналогии с гранулометрическим составом опробованных опытными кустовыми откачками слоев. Поэтому, зная дебиты и понижения водозаборных скважин или гранулометрический состав водовмещающих песков, можно уточнить или определить гидрогеологические параметры.

В документах по сооружению водозаборных скважин есть рекомендации по оборудованию фильтров скважин в водоносных горизонтах с мелкозернистым песком, где предлагаются конструкции кожуховых фильтров с гравийно-песчаной обсыпкой (табл.1), но нет рекомендации по сооружению фильтров в пылеватых, тонко-мелкозернистых и мелко-тонкозернистых песках.

Площадь распространения данных водоносных слоев чрезвычайно велика и составляет около 50 % территории Равнинного Дагестана. Ниже, в таблице 2, приведены описание состава водовмещающих песков по скважинам, пробуренным с отбором керна и анализов гранулометрического состава; данные геофизического каротажа скважин и коэффициенты фильтрации водовмещающих песков по опытным кустовым и одиночным откачкам [3]. Как следует из приведенного материала, водоносные слои имеют следующий состав песков для данных коэффициентов фильтрации: от 1 до 2м/сут – пески тонкозернистые; от 2 до 6 м/сут – пески мелко-тонкозернистые и тонко-мелкозернистые.

Таблица 1

## Конструкция фильтров в мелкозернистых песках по СНиП 2.04.02-84

Водовмещающие пески	Конструкция фильтров
Пески мелкозернистые (с преобладанием фракции 0,1-0,25 мм)	<p>Фильтры стержневые, спирально-проволочные и трубчатые с водоприемной поверхностью из проволочной обмотки, сеток галунного плетения, штампованного листа из нержавеющей стали с однослойной или двухслойной песчано-гравийной обсыпкой.</p> <p>При устройстве кожухов возможно применение сеток квадратного плетения из полистирола, из штампованной пленки из винилпласта.</p>

Таблица 2

№ скважины, ее местоположение	Тип фильтра и его интервалы, м	Состав песка	Эффективная мощность, м	Механический состав по фракциям, %					Гамма каротажа	Кажущее сопротивление, ом/м	Коэффициент фильтрации, м/сут
				>0,25 мм	0,25-0,1 мм	0,05-0,1 мм	0,05-0,01 мм	<0,01 мм			
1/97 ж/д ст. Бабаюрт	кожуховый 228-245	тонко-мелкозерн. глинистый	29	1,4	46,51	26,3	9,7	16,1	8-11	40-50	
	258-269	мелкозерн.	8	16,9	59,8	10,9	4,2	8,2	8-12	30-50	
	299-309	тонко-мелкозерн.	16	0,7	49,4	35,1	13,2	1,6	8-12	30-40	
Средневзвешенный состав											
		тонко-мелкозерн.	53	3,5	49,4	26,6	9,9	10,6			1,5
902 в 3 км на запад от ж/д ст. Бабаюрт	сетчатый 422-425	мелкозерн. глинистый	16	15,5	32,9	19,4	17,4	14,8	10	30-50	
	431-444	среднезерн.	14	50,1	23,9	18,6	0,0	7,4	9	30-50	
	450-460	мелкозерн.	10	46,3	36,9	11,7	1,0	4,1	8	30-50	
	461-464 465-470	тонко-мелкозерн. среднезерн.	5 5	10,5 64,1	48,9 21,8	26,6 8,3	5,8 0,0	8,2 5,8	8 8	30-50 30-50	
Средневзвешенный состав											
		средне-мелкозерн	50	36,0	41,1	17,3	6,5	9,1			7,6
31Ц г. Каспийск	сетчатый 3,5-4,2	тонкозерн.	0,7	4,3	6,5	88,2	0,0	1,0	-	-	1,1
6Ц г. Каспийск	сетчатый Ц-13	тонко-мелкозерн.	10,7	6,4	60,2	33,4	0,0	0,0	-	-	5,8

1Ц г. Каспийск	1-4	среднем елко зерн.	3	34,7	58,7	6,6	0,0	0,0	-	-	12,3
675,683	сетчатый 61-88 1-5	тонко- зерн. до 80%	17 4	- -	- -	- -	- -	- -	5 5-6	6 1	2,0 2,0
747Ц*	ФКО 235-272	мелко- тонко- зерн.	40	10,6	30,8	42,7	5,3	10,6	8-9	20-40	5,7
758*	кожу- ховый 147-179	тонко- мелко- зерн.	55	11,5	40,7	34,9	6,0	6,9	8-9	30-40	10,4
620Ц*	сетчатый 158-218	мелко тонко- зерн.	35	-	-	-	-	-	3-4	30-50	1,3-2,0
621Ц*	сетчатый 80-150	тонко мелко- зерн.	39	-	-	-	-	-	3-4	30-50	4,5
649Ц*	сетчатый 428-515	тонкоме лкозерн истый	76	-	-	-	-	-	9-10	30-50	2,0

- - скважины детальной разведки, 1991г., ДГРЭ.

Значения гамма-каротажа для тонко и мелко-тонкозернистых песков составляют от 3 до 8 мкр /час. Водозаборные скважины с кожуховыми фильтрами (с песчаной обсыпкой) оборудовались в г. Южносухокумске (апшеронский водоносный горизонт) и на железнодорожной станции Бабаюрт (Бакинский водоносный горизонт).

#### **Гидрогеологические условия площади проектирования артезианской скважины в сел. Шамхал-Янгиюрт Кумторкалинского района**

Участок работ характеризуется простыми гидрогеологическими условиями. Здесь в основном эксплуатируется бакинский водоносный горизонт. Намечаемый к эксплуатации горизонт выдержан в региональном плане. Поэтому, согласно СНиП 11-02-96, проектирование водозаборной скважины может проводиться без проведения предварительных работ по изысканию источников водоснабжения на базе подземных вод. Опыт работы водозаборных скважин в сел. Аджидада, Нечаевка, Шамхал-Янгиюрт и в г. Кизилюрте показал их хороший дебит в режиме самоизлива, до 800 м<sup>3</sup>/сут. Также и последнее полевое обследование показало, что водоносные пласты с глубины 200-300м (температура воды 19 градусов) имеют хороший напор, до 10м, и достаточную водообильность.

#### **Технические особенности проектирования**

Практика строительства и эксплуатации водозаборных скважин в данном районе показывает на необходимость тщательного обоснования конструкции фильтра и технологии освоения скважины после бурения с использованием глинистого раствора. Как показал опыт сооружения артезианских скважин, около 50% от их количества в течение 10 лет снижают первоначальный дебит в 2 раза по причине неправильного подбора конструкции фильтра.

Эксплуатации подлежит водоносный комплекс в интервале глубин 208-357м.

Предусматривается отбор воды в режиме самоизлива. При удельном дебите 0,2 л/с м заявленная потребность в воде может быть покрыта избыточным давлением на устье скважины. Проектом предусматривается установка электропогружного насоса в последующие годы в связи: как с увеличением водопотребности, так и введением в эксплуатацию сулакского месторождения, для чего предусматривается эксплуатационная колонна 219мм в интервале глубин 0-50м.

### Расчет обеспеченности проектной скважины запасами артезианских вод

Применительно к гидрогеологическим условиям участка проектируемого водозабора расчет его обеспеченности запасами подземных вод может быть произведен гидродинамическим методом по схеме для изолированных неограниченных пластов в платформенных артезианских бассейнах.

Для мелко- и тонкозернистых песков коэффициент фильтрации равен 5 м/сут, а коэффициент водопроницаемости  $200 \text{ м}^2/\text{сут}$ , при эффективной мощности пласта 40м. Общая расчетная зависимость для определения понижений (S) от влияния действующих водозаборов и самой скважины имеет вид [1]:

$$S = \frac{Q \ln Rn/r}{2\pi km} \quad (2)$$

где R – радиус влияния скважины, равный  $1.5 \sqrt{a \cdot t}$

r- радиус фильтра скважины 0,07 м

a - коэффициент пьезопроводности,  $\text{м}^2/\text{сут} = 10^6$ ;

t - время эксплуатации  $10^4$  сут;

Q – среднесуточная производительность скважины,  $250 \text{ м}^3/\text{сут}$ ;

k и m- коэффициент фильтрации и эффективная мощность проектной скважины или их произведение (водопроницаемость);  $km=600 \text{ м}^2/\text{сут}$ ,  $n=3.14$

$$Rn = 1.5 \sqrt{a \cdot t} = 1.5 \sqrt{10^6 \cdot 10^4} = 150000 \text{ м}$$

$$S = \frac{250}{2 \times 3,14 \times 200} \ln \frac{150000}{0,07} = 0,2 \text{ м}$$

Как показывают расчеты, снижение статического уровня от работы самой скважины составляет 0,2 м. Другие эксплуатационные скважины, вскрывшие этот горизонт, имеются в сел. Шамхал-Янгиюрт (3 скважины) на расстоянии 0,6-2км, и в других селах на расстоянии 5-10 км (3 скважины). Поэтому срезка уровня подземных вод от работы других скважин по формуле (1) составит не более 1,0м. Таким образом, можно сделать вывод о том, что планируемый водоотбор обеспечен запасами на весь расчетный период.

### Конструкция фильтра в мелко-тонкозернистых песках на артскважину в селении Шамхал-Янгиюрт

Эксплуатационно-фильтровая колонна 127/89мм устанавливается способом «впотай», в башмаке эксплуатационной колонны -219мм в интервале глубин 40-305м.

Проектом предусматривается кожухово-сетчатая конструкция фильтра [4] для вскрытия водоносного пласта, с учетом гранулометрического состава водовмещающих пород (пески мелко- и тонкозернистые). Фильтр устанавливается на колонне обсадных труб (фильтровая колонна) диаметром 89 или 102 мм. Общая скважность фильтра должна быть не менее 20%, для получения минимального гидравлического сопротивления. Толщина кожухового фильтра равна 30 мм (при допустимых 30-50 мм). Общий диаметр фильтра с каркасом составит соответственно 160 и 170мм мм в зависимости от обсадной фильтровой колонны -89 или 102мм.

Учитывая неоднородность коллектора, а также необходимость изоляции алевролитовых пропластков, фильтр составляется из блоков длинами 1, 2 и 3 м. Диаметр 219 мм позволяет в перспективе механическую эксплуатацию скважины насосом ЭЦВ6 или ЭЦВ8, наружный диаметр которого составляет 186 мм.

Для снижения гидродинамических сопротивлений степень совершенства скважины повышается за счет вскрытия продуктивного пласта на 50-70% мощности водоносного горизонта.

На фильтровой колонне скважины при изготовлении фильтра выполняются следующие операции.

1 Резка щелей, 10 на 1м фильтра(25 м фильтров) всего - 250 резок

2. Намотка стальной проволоки с шагом 3-5 см для создания «рубашки»
3. Накладывание внутренней сетки диаметром 1.0 мм и ее закрепление проволокой с шагом намотки 3-5см;
4. Создание жестких ребер по 3 см путем приварки по 5-6 сторонам фильтра для создания сетчатого кожуха.
5. Намотка наружной сетки ячейкой 1мм с условием оставления «карманов» для засыпки фракции песка в 1-2мм.
6. Засыпка песком фракцией 1,0-2,0мм фракции и устранение «карманов».

#### **Освоение скважины на железнодорожной станции Бабаюрт**

Описание скважины приведено по материалам предприятия "Георесурс-Оптим", 1997г.

Конструкция скважины следующая:

от + 0,8 до 47 м - эксплуатационная колонна диаметром 245 мм;

от 44 до 313 м - эксплуатационно-фильтровая колонна диаметрами 114 и 89 мм.

Кожуховые фильтры с песчаной обсыпкой устанавливались на колонне обсадных труб диаметром 89 мм в интервалах вскрытия водоносных слоев; -228-245, 258-269 и 299 - 309 м. Скважность трубчатого каркаса составляла 15 %.

На фильтровом каркасе при изготовлении фильтра выполнялись операции аналогичные при оборудовании артезианской скважины в сел. Шамхал-Янгиюрт.

Башмак обсадной трубы был закрыт деревянной пробкой и зацементирован. Цементация затрубного пространства производилась в процессе бурения после обсадки колонн: 0-47 и 46-173 м, буровым насосом, с использованием стоп-кольца и обратного клапана.

В месте перехода эксплуатационной и фильтровой колонн после цементации нижняя колонна наружным конусным выступом опускалась на конусный внутренний выступ верхней колонны (кондуктора), после чего колонна буровых труб отворачивался при помощи левой резьбы.

Скважина была оборудована оголовком 245 мм, перекрывающей задвижкой для отвода воды и штуцером под манометр.

Так скважина на станции Бабаюрт бурилась глинистым раствором, то ее разглинизация осуществлялась в течение 8 ст/см. Вначале проводилась промывка фильтров скважины посредством боковой форсунки. После чего производился спуск-подъем форсунки в пределах 16 м напротив фильтров (свабирование) с промывкой чистой водой. Далее производилась прокачка и сразу опытная откачка в течение 2 суток погружным электрическим насосом ЭЦВ 8 с расходом 8,5 л/с (730 м<sup>3</sup>/сут) при понижении уровня 32 м. В течение 10 часов наблюдался вынос тонкозернистого песка до 1-2 %, далее в течение 1 суток вынос песка составлял 0,1 %, и к концу 2 суток в течение 6 часов не было ни песка ни мути вода стала чистой. При дебите от 4 до 9 л/с и понижения в 42 м скважина не песковала. Многократные включения-выключения не производили мути или пескования. В результате можно сделать вывод, что по ходу откачки к "кожуху" фильтра примкнули частицы мелкозернистого песка, которые закрыли фильтр от проникновения фракции тонкозернистого песка. Как бы получилось дополнительное звено обратного фильтра: тонкозернистый-мелкозернистый-крупнозернистый (последний в кожухе фильтра). Итак, получилось 3 слоя обсыпки. Видимо, это возможно если в песке есть фракция мелкозернистого песка. Усредненный коэффициент фильтрации (табл.6) равен 1,5 м/сут для тонко-мелкозернистого песка. Такое небольшое значение объясняется содержанием физической глины до 16 и 8 % соответственно в верхнем и нижнем интервалах.

#### **Оборудование наблюдательной скважины 902 для сети мониторинга ТКАБ**

Приведем описание скважины 902, оборудованной сетчатым фильтром (ДГРЭ, 1991г.) и используемой в качестве режимной наблюдательной скважины на верхнеапшеронский водоносный горизонт.

Конструкция скважины следующая:  
Кондуктор -218 мм от + 0,2 м до 12 м.  
Трубы в обсадной колонне:

127мм от +0,6 м до 50 м;  
108 мм от 50,0 до 200 м ;  
89 мм от 200 до 470 м

Фильтры 2-х сетчатые с размером ячейки 1 мм, расположены в интервале глубин, м:  
422-425, 431-436, 440-445, 461-464

Скважина бурилась с применением глинистого раствора и ее разглинизация осуществлялась подобно скв. 1/ 97 (см. выше) только с применением центрального эрлифта. Несмотря на небольшие интервалы мелкозернистого пылеватого песка (422-425м) и тонко-мелкозернистого (461-464м) в начале откачки, (в течение 8-10 часов), наблюдался вынос тонкозернистого песка с мутью, понижение при откачке составляло 15 м (депрессия  $1,5 \text{ кг / см}^2$ ) при дебите 8 л / с. Спустя 2-3 месяца по данным расходомерии было выяснено, что нижний 4-й фильтр и частично 3-й были запескованы.

В яруском кусте скважин 675,680,681,683 (станция Александрийская Кизлярского района), в 20 км от Каспийского моря, состав песков - тонкозернистый . Ввиду минерализации воды до 30-50 г / л в верхней части разреза значения кажущего сопротивления (КС) равны 1 ом/м , а в нижней части разреза (интервал 56-88,0 м) в пределах - 5-10 ом / м , где минерализация подземных вод составляла 5 г/ л; значения гамма каротажа для тонкозернистых песков равны 4-5 мкр / час, а в глинах 7-10 мкр / час.

#### **Обоснование длины фильтра артезианской скважины**

При большой мощности водоносных горизонтов нет необходимости их вскрытия совершенными скважинами. Поэтому, длина рабочей части фильтра приводится к минимально -оптимальному варианту: к приемлемому внутреннему сопротивлению при данном дебите скважины и согласно ТУ СН 14-57 определяется по формуле:

$$L = Q * a / d \quad (3)$$

где Q -дебит скважины, м<sup>3</sup>/ч ; d- наружный диаметр фильтра, мм; a - эмпирический коэффициент для мелкозернистого песка, равен 90. К примеру, минимальная длина фильтра (L) ( $K_{\phi} = 5 \text{ м/сут}$ ) составит :

$$L = 25 \times 90 : 150 = 15 \text{ м}$$

Коэффициент (a) для тонко-мелкозернистых песков в литературе не приводится, он будет несколько больше. В прошлые годы (1960-1980) общая длина фильтров была необоснованно высокой. Согласно расчету водопотребности, к примеру 1л/с, при коэффициенте фильтрации 5м/сут и статическом уровне + 10м, эксплуатационная мощность водоносного слоя не должна быть более 15-20 м.

#### **Выводы:**

1.Конструкция фильтров мелко-тонкозернистых, тонко-мелкозернистых и тонкозернистых песках нормативными документами по проектированию скважин не разработана. Наиболее приемлемым вариантом является кожуховый фильтр с песчаной обсыпкой частиц размерами 1-2мм.

2. Фильтры с металлической сеткой с диаметром ячейки в1 мм, вскрывающие даже небольшие интервалы мелко-тонкозернистого песка не будет исключать пескования скважин при переменном режиме давления.

3. Значения гамма-каротажа в тонко-мелкозернистых и средне-зернистых песках практически не отличались

4. Опыт работы в Дагестане показал, что заданные депрессии на водоносный пласт были небольшие, до 40 м понижения ( $4,0 \text{ кг/см}^2$ ), что вполне достаточно для практических целей водоснабжения.

5. При составлении расчета обеспеченности подземными водами рекомендуем 2 способа определения гидрогеологических параметров [3].

#### Литература

1. *Биндеман Н. Н., Язвин Л.С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод (методическое руководство). - М.: Недра, 1970.- 216с.

2. Геофизические методы исследования скважин. Справочник геофизика /под ред. В.М. Запорожца.- М.: Недра, 1983.- 591 с.

3. *Кондаков В.М.* Интерпретация фильтрационных свойств водовмещающих рыхлых песков. Институт геологии ДНЦ РАН. Дагестанский ЦНТИ, №19-051-01. 2001г.

4. *Кондаков В.М.* Сооружение водозаборных скважин с кожуховыми фильтрами. Институт геологии ДНЦ РАН. Дагестанский ЦНТИ, №19-006-02. 2002г.

5. *Кондаков В.М., Курбанов М.К., Самедов Ш.Г.* Ресурсы пресных подземных вод Дагестана и оценка их микрокомпонентного загрязнения //Труды института геологии Дагестанского научного центра РАН. № 49. 2003. С.12-20.

6. Отчет по проведению II этапа работ по «Оценке обеспеченности населения РФ ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения (Республика Дагестан). Махачкала, «Дагестангеомониторинг», 2000г. Отв. исполнитель В.М. Кондаков.

7. Проектно-сметная документация на бурение: «скважина № 03/09 ш в сел. Шамхал-Янгиюрт Кумторкалинского района РД». Махачкала, ООО «Геолог-Эколог», 2009г.

## ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА

*Самедов Ш.Г., Ибрагимова Т.И.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Подземные минеральные воды – это природные воды, характеризующиеся повышенным содержанием химических, газовых и биологически активных компонентов и температуры и, оказывающие вследствие этого лечебное действие на организм человека.

Минеральные источники, как правило, выходят на поверхность земли целыми группами. Источники, расположенные вблизи друг от друга и генетически связанные между собой, образуют месторождения минеральных вод. Каждое такое месторождение обычно приурочено к определенному коллектору, который представляет собой водоносный пористый пласт или водоносную трещинную зону. Месторождения минеральных вод объединяются в зоны и гидрогеологические районы. Зоны обычно бывают приурочены к зонам тектонических нарушений.

Минеральные воды платформ и складчатых областей отличаются друг от друга. На платформах обычно формируются соленые хлорнатриевые или хлоркальциевонатриевые воды (в платформенных впадинах). В докембрийских выступках на платформах распространены главным образом пресные гидрокарбонатные воды. В складчатых областях выходы минеральных вод встречаются значительно чаще, чем на платформах, что объясняется тектоническими нарушениями. Особенно много источников минеральных вод в зоне альпийской складчатости. Здесь распространены углекислые, сероводородные, азотные, радиоактивные и др. воды.

Углекислые воды приурочены к районам вулканической деятельности или пограничной с платформами полосе в зоне альпийской складчатости, где широко развиты процессы метаморфизма. Сероводородные воды приурочены к периферийной полосе складчатой области, где имеются нефтяные залежи. Радиоактивные воды связаны с районами распространения интрузии кислых магматических пород, разбитых трещинами и разломами.

Минеральные воды в складчатых областях нередко обогащаются специфическими биологически-активными элементами: бромом, йодом, бором, мышьяком, железом, литием и т.д. Состав газов в водах показывает на процессы, протекающие при формировании минеральных вод. Например, происхождение углекислоты в подземных



водах связано с биохимическими, метаморфическими и вулканическими процессами. При метаморфизме  $\text{CO}_2$  выделяется из горячих пород при температуре около  $400^\circ\text{C}$ . Наличие карбонатных толщ в зонах интенсивной тектоники не обязательно для образования углекислых вод, но является благоприятным фактором для их образования. Углекислые воды обладают большой растворяющей способностью и растворяют не только карбонаты, но и силикаты [5].

Формирование химического состава вод происходит в процессе их циркуляции в горных породах за счет растворения из последних солевых компонентов и последующего метаморфизма. Поэтому химический состав вод в основном зависит от состава вмещающих пород, от длительности контакта воды и породы, от давления и температуры (т.е. от глубины циркуляции), а также от катионного обмена и других геохимических процессов.

Сульфатные и натриевые воды широко распространены в областях питания. Происхождение сульфатных вод объясняется растворением гипса, ангидрита и других сульфатных минералов с одной стороны, и окислением сульфидных минералов и руд – с другой. Солевой состав минеральных вод предгорных районов находится под большим влиянием инфильтрационных вод рек, атмосферных осадков и их смешивания с водами зоны активного водообмена. Образование гидрокарбонатов в водах объясняется действием вод со свободной углекислотой на карбонатные породы, в том числе на глины и разложением глин. Хлоридные воды образуются в результате катионного обмена и сульфатредукции. Сероводород по происхождению может быть результатом метаморфических или биохимических процессов.

Выход минеральных вод в складчатых областях и в районах сопредельных с ними происходит главным образом в местах перегибов складок, в зоне развития разломов и трещин и по стратиграфическим контактам.

Дагестан находится на стыке двух крупнейших геолого-тектонических систем – Кавказской геосинклинали и Русской платформы, которые характеризуются совершенно различными чертами геолого-тектонического строения, лито-фациального состава, историей геологического развития и обусловленными геотермическими, гидродинамическими, геохимическими и сейсмологическими параметрами. Геосинклинальная часть включает альпийскую, внутригорную и предгорные зоны, а платформенная часть включает в себя равнинную зону Дагестана и смежные с ней области Восточного Предкавказья. Геосинклинальная часть подразделяется на три зоны: Сланцевый, Известняковый и Предгорный Дагестан, первые, две из которых получили свои названия по резко преобладающим породам, которыми они представлены.

Наибольшим богатством и разнообразием минеральных вод отличается Приморская низменность и зона Предгорного Дагестана, где расположены два крупных гидрогеологических комплекса, разделенных мощной водоупорной толщей майкопских глин. Это водоносный комплекс среднечетвертичных отложений – караган-чокракский с термальными водами сложного анионного состава, минерализация которых колеблется в пределах 1,5 – 4 г/л.

Второй водоносный комплекс хадумских, фораминиферовых и меловых отложений характеризуется термальными йодо-бромными, хлоридными, натриевыми водами (или рассолами) с минерализацией до 80 г/л.

В формировании почти всех типов вод в той или иной мере принимают участие инфильтрационные, сравнительно молодые воды и погребенные (древние морские) воды.

Водоносность карагана наиболее хорошо изучена на Махачкалинском месторождении термоминеральных вод. Воды караганского горизонта являются слабощелочными, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными с минерализацией 3,3 – 3,6 г/л и термальными  $50 - 60^\circ\text{C}$ . Скважины, вскрывшие воды карагана, обладают напором

6 – 7 атм. и дебитом от 500 до 1600 м<sup>3</sup>/сут. В пределах нефтегазоносных месторождений Южного Дагестана воды карагана аналогичны району г. Махачкала, но имеют меньшую температуру (30-40<sup>0</sup>С) и значительно большую минерализацию. Воды карагана не газифицируются и характеризуются низким содержанием растворенных газов азотно-метанового типа.

Для чокракских отложений Дагестана характерна выдержанность по мощности и литологическому составу. Воды разных свит чокрака относятся к различным типам и обладают разной минерализацией и температурой. Например, воды свит «А» и «Б» чокрака являются сероводородными (от 5 до 50 мг/л), слабощелочными, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатными-натриевыми с минерализацией 3 – 4 г/л и температурой 45 – 50<sup>0</sup>С, а в районе Махачкала температура их достигает 70<sup>0</sup>С. Свиты «В» и «в» дают термальные (45-60<sup>0</sup>С) слабощелочные хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией 2 – 4 г/л. Вблизи береговой линии Каспия минерализация этих вод (Махачкала, Избербаш) возрастает до 9 – 15 г/л и содержит повышенные количества микроэлементов I, Br и нафтеновых кислот. Для свиты «Г» чокрака в основном характерны хлорнатриевые воды с минерализацией до 25 – 28 г/л и повышенным содержанием нафтеновых кислот (до 200 мг/л), йода (25 мг/л), брома (100 мг/л). Большинство скважин, эксплуатирующих чокракский горизонт, имеют дебиты от 100 до 500 м<sup>3</sup>/сут. [3].

Водоносность нижней части майкопской свиты (хадум) изучена на нефтегазоносных месторождениях Южного Дагестана. К хадумским мергелям приурочены термальные (50<sup>0</sup>С), хлорнатриевые рассолы с минерализацией 65 – 70 г/л и с повышенным содержанием йода (26 мг/л), брома (до 185 мг/л) и нафтеновых кислот (до 500 мг/л).

Меловые отложения вскрыты многочисленными скважинами на всех нефтегазовых месторождениях Южного Дагестана. К отложениям верхнего и нижнего мела и фораминиферам приурочены термальные (40-60<sup>0</sup>С), йодобромные, хлорнатриевые рассолы с минерализацией 60 – 76 г/л. Рассолы содержат повышенные количества микрокомпонентов йода (до 30 мг/л), брома (200 мг/л), нафтеновых кислот (500 и более мг/л). Минерализация рассолов с увеличением глубины залегания водоносного горизонта возрастает.

Так, для рассолов верхнего мела она составляет 60 г/л, а для нижнего мела уже 70 – 76 г/л. Все скважины, вскрывшие меловые рассолы, являются самоизливающимися (P=10 атм. и более) и имеют дебит порядка 500 – 1000 м<sup>3</sup>/сут., а в Берикее даже 20-70 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Наибольшая водообильность отмечается для верхнего мела.

Естественные источники, выходящие из трещин сарматских песчаников на берегу моря, на мысе Башлы также связаны с меловыми отложениями.

Область кайнозойской складчатости Дагестана в целом является провинцией распространения сероводородных термальных вод. Характерно, что сероводородные воды приурочены как к песчаникам карагана и чокрака, так и к карбонатной толще фораминифер и верхнего мела.

Наибольшее распространение в Приморской полосе и Предгорном Дагестане имеют соляно-щелочные и соляные источники с переменным доминирующим содержанием NaCl и гидрокарбоната натрия. Очень часто они являются сероводородными. К источникам этой группы относятся некоторые источники Каякентского курорта (скв. №№ 10 и 11), Каракайтагские, Исти-Су, Рычал-Су, Гильярские, Губденский, Заузанбашский, Уйташский, Эльдаминские, мыса Башлы и многие другие. [1].

Как было сказано выше, большинство минеральных источников Дагестана относятся к сероводородным со значительными колебаниями содержания общего H<sub>2</sub>S от следов до 500 – 600 мг/л (курорт Талги).

Все эти источники расположены в полосе третичного Дагестана. В Горном Дагестане источников с большим содержанием сероводорода не встречается. Талгинские источники по содержанию  $H_2S$  занимают первое место в мире. Источников с содержанием  $H_2S$  в пределах бальнеологической нормы и выше (до 100 мг/л) в кайнозойском Дагестане насчитывается около 20.

К источникам Приморского Дагестана, содержащим свободно-растворенную углекислоту ( $CO_2$ ) в количестве более 250 мг/л относятся: Уйташский (скв.) – 264 мг/л; Араблярские – 253 мг/л; Берикей скв. №20 (грифон) – 336 мг/л; Дузлак скв. 11 – 254 мг/л; Каякент – 316 мг/л. [1].

По общей минерализации источники Приморского Дагестана разделяются на маломинерализованные (до 3г/л) – 14 источников; среднеминерализованные (3-10г/л) – 8 источников; высокоминерализованные (10-50г/л) – 10, рассолы (более 50г/л) – 8 источников.

В Предгорном Дагестане насчитывается 114 минеральных источников и среди них наибольшее распространение имеют воды мало- и среднеминерализованные сложного химического состава (гидрокарбонатно-хлоридные натриевые). Сравнительно мало источников сульфатных и хлорнатриевых. В них пониженное содержание микроэлементов (йода, брома и бора) по сравнению с источниками Приморской низменности. Это объясняется иными условиями формирования их химического состава: состав вод формируется в зоне более подвижного водообмена за счет выщелачивания, катионного обмена и восстановления сульфатов. В Предгорном Дагестане весьма распространены сероводородные или сульфидные источники (из 114 источников – 57 сульфидных т.е. 50%). В Приморском Дагестане сульфидных источников 32%. Источников, газифицирующихся углекислотой ( $CO_2$ ) в Предгорном Дагестане нет. Имеются источники со смешанным составом спонтанного газа, где значительное место занимает углекислота (Талги, Рычал-Су). Источников, газифицирующихся метаном с примесью других газов – 13. Большинство источников Предгорного Дагестана – холодные (температура ниже  $20^{\circ}C$ ) – 72%; 28% - термальные и они получены по скважинам, пробуренным на нефть (Миатлы, Эльдама и др.) или приурочены к тектоническим нарушениям (Рычал-Су, Исти-Су, Талги, Гильяр и др.). Значительно распространены источники с содержанием железа.

Меловые отложения Известнякового Дагестана представлены песчано-глинистыми толщами нижнего и известняками верхнего мела. Наиболее широко они распространены в бассейнах рек Аварского и Андийского Койсу и в нижнем течении р. Казикумухское Койсу. Мощность нижнемеловых отложений и их литологический состав сильно изменяются по территории, сохраняя, однако, свои основные свойства – чередование мощных пластов песчаников и пачек глинистых пород. Но основную роль в строении этого района играют верхнемеловые известняки. Ими сложены передовые хребты, разделяющие область предгорий от внутреннего Дагестана, а также обширные платообразные возвышенности в бассейне р. Сулак. В районе распространения карбонатных отложений наблюдается сильная расчлененность рельефа эрозионно-тектонического генезиса с глубиной вреза речных долин и котловин до 2000 м. Этот район характерен интенсивной складчатостью, раздробленностью и промытостью пород, большим количеством атмосферных осадков (700 – 1000 мм в год), высокой влажностью воздуха, низкой испаряемостью и высоким модулем поверхностного стока (не ниже 10 л/сек с  $км^2$ ).

В питании рек этого района принимают участие талые воды, атмосферные осадки и подземные воды. Доля подземного питания рек определяется по минимальному стоку в наиболее маловодный десятидневный период зимней межени и равен 20 – 30% поверхностного стока. По условиям циркуляции этот район относится к гидрогеологической зоне интенсивного водообмена. В основном здесь распространены пресные подземные воды, преимущественно трещинного, порово-трещинного типа со

слабым напором дренируемые глубоко врезанными речными долинами и балками. Район отличается большим количеством родников с дебитами от 0,01 до 1,5 л/сек, реже до 5 – 15 л/сек. Дебиты минеральных источников составляют в основном 0,5 – 1 л/сек. Химсостав родников и рек почти аналогичен и представлен главным образом гидрокарбонатными кальциевыми водами с минерализацией 0,2 – 1,3 г/л. На некоторых участках химсостав вод свидетельствует о значительной доле подземного питания. Это характерно для районов с широким развитием минеральных источников. В качестве примера можно привести увеличение минерализации воды реки Андийское Койсу в 2,5 раза на участке от с. Ботлих до с. Чирката. Этому способствует, многочисленные выходы соляно-щелочных и соляно-сероводородных источников с дебитами от 2 до 10 л/сек. Локальные районы трещинно-пластовых и трещинно-карстовых вод связаны с широким развитием карбонатных трещиноватых пород верхней юры, валанжина и особенно верхнего мела. В пределах этих районов имеются источники с дебитами до 50 – 100 л/сек, в то время как большинство их имеют, дебиты от 0,5 до 1,5 л/сек.

В соответствии с разнообразием геолого-тектонических и литолого-фациальных условий, Сланцевый Дагестан обладает большим количеством различных по химическому и газовому составу, температуре, дебиту и наличию биологически активных компонентов минеральных источников. К настоящему времени в Сланцевом Дагестане выявлены и изучены около 100 источников минеральных вод, среди которых имеются углекислые, азотно-метановые, соляно-щелочные, сульфидные и без специфических компонентов.

Наличие глубинных разломов Кавказского и антикавказского направления, многочисленных интрузий и рудопроявлений различного состава, глубокая эродированность рельефа обусловили разнообразие минеральных источников и закономерности в их распределении. К осевой части Главного Кавказского хребта и его северным склонам приурочены пресные и слабоминерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды, которые в северо-восточном направлении полностью замещаются гидрокарбонатно-хлоридными и хлоридно-гидрокарбонатными натриевыми водами, занимающими всю северо-восточную часть Сланцевого Дагестана. Зона хлоридно-гидрокарбонатных вод на западной (Ботлих-Цумада) и восточной окраинах (Хучни-Касумкент) переходит в смешанные типы вод по анионному и катионному составу. Хлорнатриевые типы минеральных вод представлены лишь отдельными участками в районах Тлярата-Бежта, Кахиб-Гуниб, Рутул-Ахты.

В пределах Сланцевого Дагестана выделяются 3 типа подземных вод различного генезиса: пресные воды инфильтрационного происхождения, воды зоны выщелачивания рудных месторождений, и минеральные воды глубинного происхождения, дренируемые большим количеством тектонических нарушений. Значительное место занимают также смешанные воды различного генезиса. В целом Сланцевый Дагестан характеризуется наличием большого количества источников, главным образом нисходящего типа. По характеру циркуляции воды пластово-трещинные и порово-грунтовые аллювиально-делювиальных отложений. Дебиты источников колеблются в широких пределах, но в большинстве своем не превышают 1,5 – 2 л/сек, в редких случаях достигая 15 – 20 л/сек.

Подземным водам Сланцевого Дагестана принадлежит существенная роль в питании рек этого района. Согласно данным гидрологических наблюдений, от 20 до 36% речного стока формируется за счет подземных вод. Химический состав речных вод представлен главным образом гидрокарбонатом и кальцием. Минерализация изменяется от 90 до 250 мг/л, а в восточной части района повышается до 400 мг/л.

В речных водах в зимнюю межень наблюдается резкое увеличение некоторых компонентов химического состава, что говорит о значительной разгрузке подземных вод в реки. Особенно это характерно для районов с широким развитием минеральных источников. Пример этому – повышенное содержание сульфатного иона в р. Курах и

Ахты-чай, что можно объяснить только поступлением в реки подземных сульфатных вод, широко развитых в бассейнах этих рек.

Минеральные источники Южного горного Дагестана маломинерализованные с повышенным содержанием гидрокарбонатов и сульфатов. Воды с повышенным содержанием хлора и гидрокарбонатов формируются в зонах замедленного водообмена в глубоких горизонтах за счет метаморфизма (катионный обмен и восстановление сульфатов) – Ахтынские источники, Джани, Хновские (средняя группа), Кальяльский, Каканский. Источников с содержанием йода, брома и бора в пределах бальнеологической нормы ( $I > 5$  мг/л,  $Br > 25$  мг/л,  $HBO_2 > 50$  мг/л) в горной части Южного Дагестана не обнаружено. К железистым источникам может быть отнесен Ашарский - 36 мг/л Fe, к литиевым – Кутульский содовый – 2,1 мг/л Li. По температуре подавляющее большинство источников этой зоны относится к холодным (76%), 24% - термальные и, как правило, все они приурочены к зонам глубинных тектонических нарушений. Из 63 источников Южного горного Дагестана к сероводородным относится 22, что составляет 35%. Но только 4 из них являются сульфидными, т.е. в их составе свободного  $H_2S$  выше бальнеологической нормы: Хпеджский №3 – 10,5 мг/л, Сарагский – 13,6 мг/л, Ялакский №1 – 12 мг/л и Джабинский – 16,0 мг/л. В остальных содержание  $H_2S$  от следов до 6 мг/л. В источниках этой зоны количество растворенной  $CO_2$  колеблется в пределах от 8,6 до 142 – 149 мг/л и только в Гапцахском источнике  $CO_2$  - 346,5 мг/л. Газифицирующих углекислых источников в этой зоне нет. [2].

По общей минерализации источники Дагестана подразделяются в основном на две зоны: слабо и маломинерализованные в Горном Дагестане и высокоминерализованные рассолы Предгорного и Приморского Дагестана. По температуре холодные воды приурочены в основном к аллювиальным и делювиальным отложениям, глинистым сланцам, известнякам и песчаникам, где нет тектонических нарушений. Термальные воды или выведены на поверхность скважинами или приурочены к тектоническим нарушениям и зонам стратиграфических контактов. Сероводородные источники распространены по всей территории республики, но наибольшее число их приходится на зону Предгорного Дагестана. Наиболее концентрированные сероводородные воды находятся в Предгорном и Приморском Дагестане (до 630 мг/л). Затем концентрация  $H_2S$  понижается в горной части до следов. Йодо-бромные и борные воды распространены только в зоне Приморского и Предгорного Дагестана.

Необходимо отметить, что все подземные воды Дагестана содержат в своем составе кремниевую кислоту в том или ином количестве. Однако в пределах бальнеологической нормы ее содержат лишь 20 источников ( $> 50$  мг/л), что составляет 6 – 7%. Наименьшее ее количество отмечается в водах Южного горного Дагестана. Источники метанового состава наиболее распространены в Предгорном и Приморском Дагестане. Азотные источники, как и источники смешанного состава, распространены равномерно во всех зонах Дагестана.

#### Литература

1. Курбанов М.К., Кудрявцева К.А. Закономерности формирования и размещения ресурсов пресных и минеральных вод Южного Дагестана. Махачкала. Фонды ДГРЭ. 1974.
2. Курбанов М.К., Кудрявцева К.А. Гидрогеологическая и газогидрогеологическая зональность подземных вод Дагестана. Махачкала. Фонды Института геологии. 1974.
3. Курбанов М.К., Кудрявцева К.А. Закономерности формирования и размещения термоминеральных и редкометалльных подземных вод Дагестана». Махачкала. Фонды Института геологии. 1980.
4. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. –М.: Наука, МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 260с.
5. Шагоянц С.А. Подземные воды центральной и восточной части Северного Кавказа и условия их формирования. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 306с.

## ОПЫТНО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ РАЗВЕДКИ НА ТАРУМОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ВОД

*Ахмедов<sup>1</sup> К.М., Омаров<sup>2</sup> К.М.*

*<sup>1</sup> Институт проблем геотермии ДНЦ РАН, <sup>2</sup> Институт геологии ДНЦ РАН*

На стадии проведения предварительной разведки на трех разведочных площадях Тарумовского месторождения теплоэнергетических вод экспериментально выявлены в естественных условиях наиболее оптимальные и стабильные режимы работы эксплуатационных скважин (водозаборных и нагнетательных) при функционировании наземного комплекса ГЦС.

Каждый участок месторождения был разбурен так, чтобы получить опытную или опытно-промышленную ячейку ГЦС, состоящую из одной водозаборной, одной нагнетательной и одной наблюдательной скважин одинаковой конструкции. Скважины на участках располагаются в соответствии с требованиями предварительной разведки, т.е. разведочные скважины располагаются на одной линии на достаточном удалении друг от друга и между ними пробурена наблюдательная скважина.

Скважины располагаются, как можно ближе к потребителю и направление профиля нарастающих рядов определен в сторону развития термоводозабора в соответствии с общей схемой разработки месторождения, производительность которого задавалась равной заявленной потребности.

В соответствии с принимаемой технологической схемой разработки продуктивных водоносных горизонтов на предварительно разведанных участках с применением обратной закачки отработанного теплоносителя набор определяемых параметров существенно иной, чем при подсчете эксплуатационных запасов традиционным гидродинамическим методом. Для рассматриваемой технологической схемы разработки водоносных горизонтов и установления по результатам разведочных работ значений гидрогеологических параметров гидродинамические прогнозы не являются главными, хотя и необходимыми. Более существенное значение имеют емкостные и теплофизические параметры водоносных горизонтов. Эти параметры необходимы для тепловых прогнозов по охлаждению пласта в процессе закачки отработанного теплоносителя и оценки обеспеченности эксплуатационных запасов теплом, как по участкам, так и по месторождению в целом.

Все разведочные скважины опробовались одиночными выпусками продолжительностью от 5 до 15 суток.

Коэффициенты водопроницаемости и пьезопроводности определены по результатам кустовых опытных выпусков используя графоаналитические методы [1].

Учитывая, что по разным участкам получены достаточно близкие значения параметров, эти параметры можно распространить как по месторождению в целом так и по аналогии на новых соседних участках (месторождениях). Результаты определения гидрогеологических параметров приведены в таблице 1.

Эффективные мощности определены по интерпретации каротажных диаграмм. Усредненные значения эффективных мощностей по разведочным участкам и месторождения в целом приводятся в таблице 2.

На всех участках проведены опыты по эксплуатации скважин с обратной закачкой отработанных вод с подачей тепла потребителю.

Продолжительность соответствует продолжительности одного отопительного периода. Собственно эти опыты и демонстрируют надежную работу подземной части геодинамических систем.

Таблица 1.

Значения расчетных гидрогеологических параметров продуктивных термоводоносных горизонтов (комплексов)

№ № пп	Номера скважин		Расчетные значения принятых гидрогеологических параметров					
	центр	набл.	по кривой снижения давления (уровня)		по кривой восстановления давления (уровня)		принятые значения	
			$kt, м^2/сут$	$a, м^2/сут$	$kt, м^2/сут$	$a, м^2/сут$	$kt, м^2/сут$	$a, м^2/сут$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>участок Юрковский</b>								
<i>Первый продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
1	1-ТЮ	5-ТЮ	225	$3,6 \cdot 10^6$	210	$2,85 \cdot 10^6$	221	$3,1 \cdot 10^6$
	5-ТЮ	1-ТЮ	228	$2,6 \cdot 10^6$				
<i>Продуктивный горизонт континентальной толщи плиоцена</i>								
2	4-ТЮ	6-ТЮ	203	$4,5 \cdot 10^6$	221	$1,8 \cdot 10^6$	212	$3,0 \cdot 10^6$
<b>участок Большая Арешевка</b>								
<i>Первый продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
3	3-ТА	2-ТА	204	$8,1 \cdot 10^6$	217	$1,9 \cdot 10^6$	216	$6,0 \cdot 10^6$
	3-ТА	1-ТА	229	$4,3 \cdot 10^6$	222			
<b>участок Болгарский Хутор</b>								
<i>Первый продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
4	1-ТД	-		$3,6 \cdot 10^6$	-	-	218	$2,0 \cdot 10^6$
<i>Второй продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
5	4-ТД	5-Тар	66	$2,0 \cdot 10^5$	-	-	66	$2,0 \cdot 10^5$
<i>Продуктивный горизонт континентальной толщи плиоцена</i>								
6	2-ТД	-	215	-	-	-	212	$3,0 \cdot 10^6$

Таблица.2.

Эффективные мощности продуктивных термоводоносных горизонтов

№ № пп	Эффективная мощность, м			
	Разведочные участки			Среднее по месторождению
	Юрковский	Большая Арешевка	Болгарский Хутор	
1	2	3	4	5
1	<i>Первый продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>			
	23,5	33,0	39,0	32,0
2	<i>Второй продуктивный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>			
	43,5	20,0	14,0	26,0
3	<i>Продуктивный горизонт в отложениях ср. плиоцена</i>			
	55,0	59,0	48,5	54,0

В основу изучения геотермической обстановки месторождения и определения гидрогеологических параметров положены данные глубинных термогидродинамических исследований, которые проводились перед началом в процессе и по окончании работ на каждом из участков, для примера полученные результаты на одном из участков (Юрковка) приводятся на рис.1,2,3,4.

Схема транспортировки воды от водозаборной скважины к нагнетательной следующая: вода от водозаборной скважины через байпас (измерительный участок) поступает в трапную установку, где происходит осаждение крупных фракций взвешенных частиц, затем в трубчатый (пластинчатый) теплообменник. После снятия теплового потенциала вода поступает в полочный отстойник, где происходит отстой мелких фракций. Из отстойника вода поступает в накопительные емкости (три последовательно обвязанных емкости объемом по  $50 м^3$ ), откуда забирается насосами и через байпас (измерительный участок) подается в нагнетательную скважину.

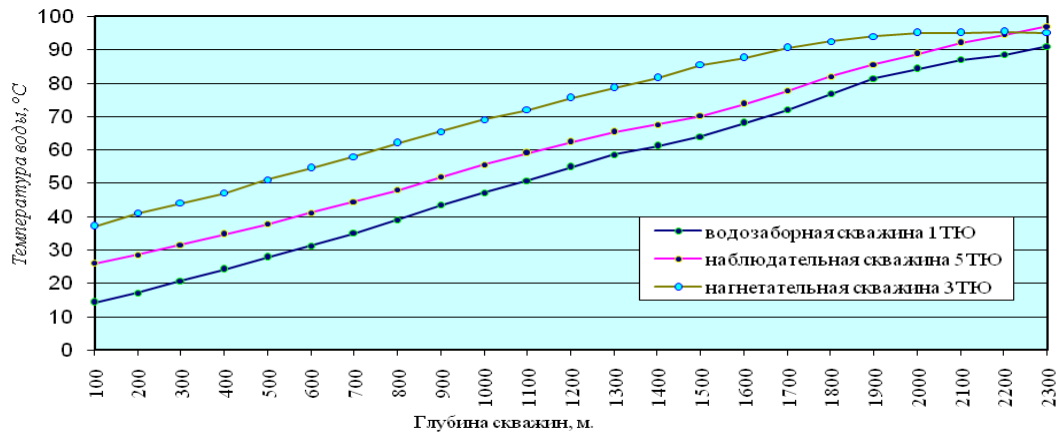


Рис. 1. График распределение температуры воды по стволу скважин на опытной ячейке

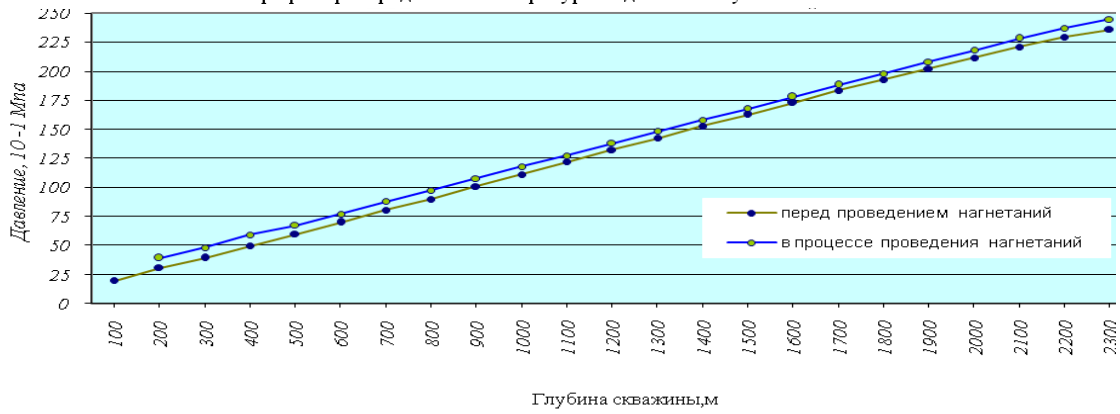


Рис. 2. График распределения давлений по стволу наблюдательной скважины

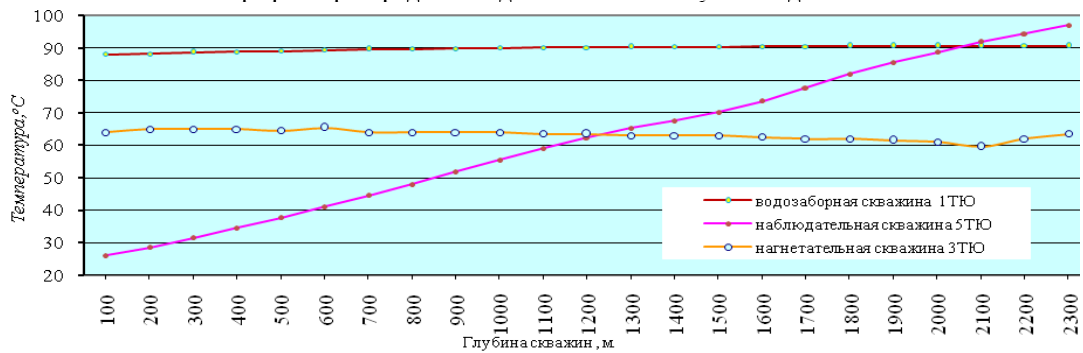


Рис. 3. График распределения температуры по стволу скважин опытной ячейки ГЦС непосредственно в процессе проведения длительных нагнетаний

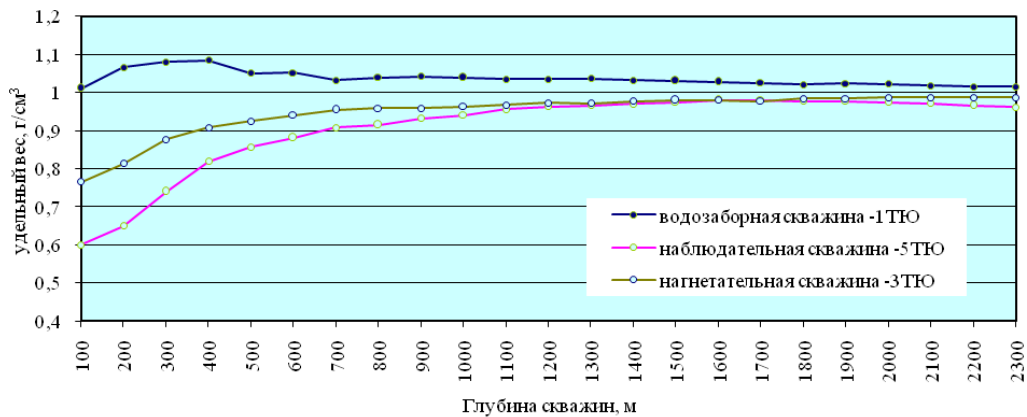


Рис. 4. График распределения расчетного удельного веса воды по стволу скважин опытной ячейки ГЦС на участке Юрковка



Хронологические графики за полным циклом наблюдений за изменением устьевого избыточного давления в зависимости от объема закачиваемой воды и изменением температуры при проведении длительных опытных нагнетаний (один отопительный период) на одном из участков (Юрковка) приводится на рисунках 5,6.

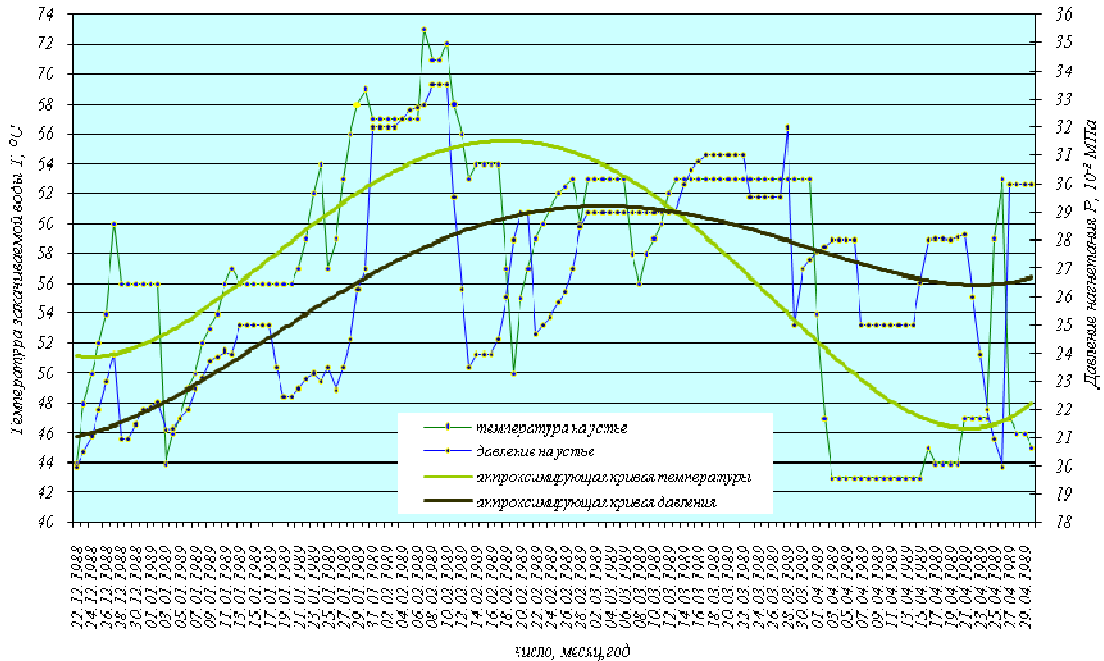


Рис. 5. Хронологические графики наблюдений за изменением устьевого избыточного давления в зависимости от температуры закачиваемой воды в нагнетательной скважине 3-ТЮ при проведении длительных опытных нагнетаний

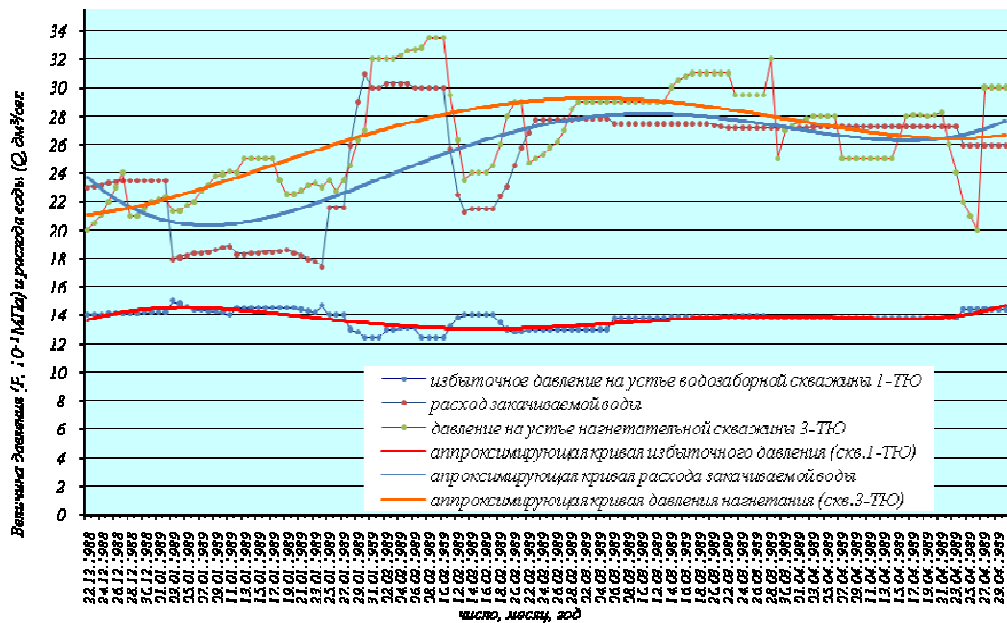


Рис.6. Хронологические графики наблюдений за изменением устьевого избыточного давления на устье водозаборной и нагнетательной скважин (1-ТЮ и 3-ТЮ) в зависимости от расхода закачиваемой воды в процессе проведения длительных опытных нагнетаний

Теплофизические параметры определены и приняты по данным лабораторных исследований на пробах воды и образцах керна. При этом по теплоносителю (пластовой воде) получены значения достаточно близкие к стандартным величинам.

При определении теплоемкости водовмещающих пород получен большой разброс значений, а по разным участкам расхождения даже средних величин теплоемкости достигают порядка 100 Дж/кг·К. В качестве расчетной величины теплоемкости водовмещающих пород приняты данные по Юрковскому участку. Принятые значения теплофизических параметров приведены в таблице 3.

Таблица 3.

Расчетные значения теплофизических параметров теплоносителя и водовмещающих пород

Параметры	Единица измерения	Вода (теплоноситель)	Водовмещающие породы	
			Водоносный комплекс	
			Средний миоцен	Средний плиоцен
1	2	3	4	5
Объемная масса (плотность)	кг/м <sup>3</sup>	979	2111	2032
Теплоемкость	Дж/кг·К	4120	772	772
Теплопроводность	Вт/м·К	0,667	1,24	1,13
Температуропроводность	м <sup>2</sup> /с·10 <sup>-6</sup>	-	0,815	0,835

Проведя, опытные и опытно-промышленные испытания с полным циклом исследовательских работ в течение одного отопительного сезона получена информация об эксплуатационных параметрах ГЦС и уточнена промышленно-технологическая схема разработки месторождения и её технико-экономические показатели.

Экспериментально установлено влияние качества закачиваемых вод (содержание механических примесей, нефтепродуктов и других органических соединений) на изменение проницаемости призабойной зоны нагнетательных скважин.

С целью изучения агрессивности теплоэнергетических вод, выпадения из них солей, а также условий водоподготовки на месторождения выполнен ряд исследований.

Работы проводились как в натуральных условиях, так и в лабораторных.

Полученные результаты указывают на необходимость принятия мер от коррозии трубопроводов, оборудования и устьевого арматуры скважин. Конкретные мероприятия по защите от коррозии необходимо производить на стадии опытно-промышленной эксплуатации месторождений, а полученные данные позволят разработать эффективную систему защиты.

Важнейшим фактором, определяющим агрессивность флюида по отношению к горным породам, материалу скважин и наземного оборудования ГЦС, является содержание отдельных газов. В наземной части ГЦС газосодержание управляет процессами отложения солей, таких как карбонаты, сульфиды и силикаты.

Для вычисления химических равновесий и прогнозирования процессов отложения солей и коррозии необходимо знать численные значения газосодержания в геотермальных водах. Его вычисление на практике производится путем пересчета определенных в натуральных условиях величин газового фактора (спонтанный газ) и газонасыщенности (растворенный газ).

Используя полученные значения газового фактора и процентного состава газов, сопутствующих термальным водам на всех участках проводились расчеты карбонатных равновесий для этих вод, которые показали, что образования  $CaCO_3$  происходить не будут.

Прогноз взаимодействия водозаборных участков и изменения гидродинамических условий продуктивных горизонтов при эксплуатации в режиме самоизлива и при условии обратной закачки осуществлен с использованием методов математического моделирования.

Моделирование выполнено применительно к схеме водозабора на каждом из участков. По результатам выполненной геофильтрационной схематизации для каждого из продуктивных термоводоносных горизонтов принята однопластовая расчетная схема модели, движение подземных вод которой подчиняется законам плановой фильтрации.

Границы моделей водозаборных участков задавались исходя, главным образом, из расстояний между участками, гидродинамических параметров продуктивных горизонтов, а также максимальных значений водоотбора (нагнетания).

При моделировании гидродинамических прогнозных задач решение проводилось в зависимости от понижений динамических уровней от статических.

Границы моделей представляют собой контур с неизменной величиной расхода подземных вод.

Полученные результаты позволили сделать следующие выводы:

- понижения (повышения) пластовых давлений стабилизируются в среднем в течение первых 5-ти суток работы водозаборов и остаются практически постоянными на весь период эксплуатации и локализуются в пределах площади водозабора и ближайших окрестностей;
- гидродинамическое взаимодействие водозаборов можно не учитывать;
- абсолютные величины понижений пластовых давлений небольшие и только по второму горизонту караган-чокракского водоносного комплекса сопоставимы с рабочими (динамическими) давлениями на устьях эксплуатационных скважин;
- величины пьезометрических уклонов между эксплуатационными и нагнетательными рядами составляют порядка 0,015.

Таблица 4.

Проектные нагрузки на эксплуатационные и нагнетательные скважины по разведанным участкам Тарумовского месторождения

№№ п.п.	Водозаборные скважины				Нагнетательные скважины			
	Проектный дебит, м <sup>3</sup> /сут	Рабочее давление, МПа	Температура, °С	Фактический дебит, давление дин. Q, м <sup>3</sup> /сут P, МПа	Проектный дебит, м <sup>3</sup> /сут	Рабочее давление, МПа	Результаты опробования	
							Дебит, м <sup>3</sup> /сут	Рабочее давление, МПа
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<b>участок Юрковский</b>								
<i>Первый продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
1	3333	0,725	90	$\frac{2420 \div 5443}{,725 \div 1,3}$	3333	4,7	1434-2765	2,1-3,2
<i>Продуктивный горизонт континентальной толщи плиоцена</i>								
2	2500	0,75	63	$\frac{2151 \div 2851}{0,75 \div 1,1}$	2500	4,7	1728-2678	2,0-2,4
<b>участок Большая Арешевка</b>								
<i>Первый продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
3	2920	0,72	90	$\frac{2678 \div 2929}{0,72 \div 0,83}$	2920	4,5	1382-2592	1,5-2,6
<b>участок Болгарский Хутор</b>								
<i>Первый продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
4	3000	0,5	90	$\frac{3024 \div 3456}{0,5 \div 0,68}$	3000	4,5	-	-
<i>Второй продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена</i>								
5	1730-3000	0,3-0,42	90	$\frac{1495 \div 3060}{0,26 \div 0,6}$	1730-3000	4,5	1037-1261	1,1-1,8
<i>Продуктивный термоводоносный горизонт континентальной толщи плиоцена</i>								
6	2300	0,27	62	$\frac{2246 \div 2740}{0,06 \div 0,27}$	2300	4,5	-	-

Оценка обеспеченности подсчитанных эксплуатационных запасов теплоэнергетических вод по разведанным участкам по теплу выполнено приближенно, поскольку фактические экспериментальные данные по скорости продвижения охлажденных вод в продуктивных термоводоносных горизонтах отсутствуют.

Проектные нагрузки на эксплуатационные скважины и рабочие (динамические) давления принимаются по фактическим данным опробования скважин, поскольку в этом случае интегрально учитывается скачок уровня в призабойной зоне, гидродинамические потери на трение и термолифт. В этом случае, если принятые проектные нагрузки не совпадали с фактическими дебитами при опробовании

скважин, проектные дебиты эксплуатационных скважин и рабочие (динамические) давления определяются по индикаторным диаграммам  $P_{дин} = f(Q)$ . Принятые значения проектных нагрузок на водозаборные и нагнетательные скважины по участкам приведены в таблице 4.

На основании выполненных расчетов и обоснований по разведанным участкам категоризация подсчитанных запасов выполнена следующим образом: к категории В отнесены запасы, подтвержденные продолжительными экспериментами по закачке на разведочных дуплетах скважин, остальные подсчитанные запасы отнесены к категории  $C_1$  – 82 %.

По результатам опытно-промышленной эксплуатации и при условии устойчивой работы циркуляционных систем запасы могут быть переведены из категории  $C_1$  в категорию В, т.е. после полного освоения подсчитанных запасов все они могут быть переведены в категорию В.

Таблица 5.

Эксплуатационные запасы теплоэнергетических вод Гарумовского месторождения, тыс.м<sup>3</sup>/сут. (по состоянию на 01.06.90г)

№№ п.п.	Эксплуатационные запасы, тыс.м <sup>3</sup> /сут						Температура, °С
	При заданном режиме эксплуатации,			При непрерывном режиме эксплуатации			
	Всего	в т.ч. по категориям		Всего	в т.ч. по категориям		
		зимой	летом		В	$C_1$	
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>участок Юрковский</b>							
1	Продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена						
	$\frac{10,0}{0,9}$	$\frac{2,2}{0,9}$	$\frac{7,8}{-}$	5,0	1,1	3,9	90
2	Продуктивный горизонт континентальной толщи плиоцена						
	$\frac{5,0}{-}$	$\frac{2,6}{-}$	$\frac{2,4}{-}$	2,5	1,3	1,2	63
3	Всего по участку:						
	$\frac{15,0}{0,9}$	$\frac{4,8}{0,9}$	$\frac{10,2}{-}$	7,5	2,4	5,1	63-90
<b>участок Большая Арешевка</b>							
4	Продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена						
	$\frac{14,6}{0,9}$	$\frac{2,2}{0,5}$	$\frac{12,4}{-}$	7,3	1,1	6,2	90
5	Всего по участку:						
	$\frac{14,6}{0,9}$	$\frac{2,2}{0,5}$	$\frac{12,4}{-}$	7,3	1,1	6,2	90
<b>участок Болгарский Хутор</b>							
6	Первый продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена						
	$\frac{6,0}{-}$	$\frac{-}{-}$	$\frac{6,0}{-}$	3,0	-	3,0	90
7	Второй продуктивный термоводоносный горизонт в отложениях ср. миоцена						
	$\frac{4,73}{0,5}$	$\frac{1,03}{0,5}$	$\frac{3,7}{-}$	2,37	0,5	1,87	90
8	Продуктивный термоводоносный горизонт континентальной толщи плиоцена						
	$\frac{4,6}{-}$	$\frac{-}{-}$	$\frac{4,6}{-}$	2,3	-	2,3	62
9	Всего по участку:						
	$\frac{15,33}{0,5}$	$\frac{1,03}{0,5}$	$\frac{14,3}{-}$	7,7	0,5	7,2	62-90

Для оценки обеспеченности эксплуатационных запасов практический интерес представляют естественные запасы тепла в продуктивных горизонтах между рядами эксплуатационных и нагнетательных скважин. Приближенные балансовые расчеты показывают, что емкостные запасы тепла в пластовой воде и в скелете водовмещающих пород в трех продуктивных горизонтах на каждом участке составляют порядка  $n \cdot 10^8 \text{ Гкал}$  (где  $n = 1 \div 5$ ). При планируемых темпах извлечения тепла по участкам и горизонтам порядка  $n \cdot 10^4 \text{ Гкал/год}$ . Этих запасов тепла при равномерном охлаждении пласта достаточно для работы водозаборов в течение  $10^4 \text{ лет}$ . Следовательно, естественными запасами тепла работа водозаборов обеспечена практически на неограниченный срок по всем участкам и горизонтам.

Таблица 6.

Эксплуатационные запасы тепла по месторождению

Участки	Годовое производство тепла, ГДж	Эксплуатационные запасы за расчетный срок, ГДж
1	2	3
Юрковский	386,4	9660,0
Большая Арешевка	470,9	11772,5
Болгарский хутор	404,9	10122,5
<b>Всего по месторождению</b>	<b>1262,2</b>	<b>31555,0</b>

Согласно действующей классификации эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов подземных вод при достигнутом соотношении запасов категорий В и С<sub>1</sub> разведанные участки формально не подготовлены к промышленному освоению. Однако это обстоятельство не обусловлено недостаточной изменчивостью продуктивных горизонтов. Предложенная осторожная категоризация запасов связана с неуверенностью прогнозов по работе нагнетательных скважин (точнее их приемистостью и с приближенностью тепловых прогнозов по движению фронта охлажденных вод). Дополнительными разведочными работами надежность прогнозов повысить невозможно.

В связи с этим предполагается не проводить дальнейшие разведочные работы, а ввести участки в опытно-промышленную эксплуатацию с одновременным проведением гидрогеологических наблюдений и исследований. Через пять отопительных сезонов (а возможно и раньше) запасы можно будет перевести в категорию В, а в некоторых случаях возможно и в категорию А.

Согласно выданным Пятигорским научно-исследовательским институтом корортологии и физиотерапии заключениям, воды всех исследованных горизонтов содержат биологически активные компоненты и могут быть использованы в бальнеологии для лечения широкого спектра заболеваний, а воды с отложений континентальной толщи плиоцена могут быть использованы для лечебного питья.

В связи невостребованностью потребителем из-за изменившейся социально-экономической ситуации в стране, скважины простояли в ожидании своего часа т.е. пуска их в опытно-промышленную эксплуатацию более 15 лет, и согласно инструкции как выполнившие свое назначение надежно законсервированы и находятся на государственном балансе недр.

### Литература

1. *Ахмедов К.М.* Обоснование схемы постановки геологоразведочных работ на стадии проведения предварительной разведки на Тарумовском месторождении теплоэнергетических вод Республики Дагестан// Материалы II Международной конференции «Возобновляемая энергетика: Проблемы и перспективы» г. Махачкала 2010г. с.210-221.

2. *Ахмедов М.М. Ахмедов К.М.* Определение гидродинамических параметров продуктивных горизонтов Тарумовского месторождения геотермальных вод Республики

Дагестан// Материалы IV Школы молодых ученых им. Э.Э. Шпильрайна «Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов» г. Махачкала 2011г. с.337-345.

3. *Ахмедов К.М. Амаев М.А. Стрелетов В.П.* Отчет о результатах предварительной разведки Тарумовского месторождения теплоэнергетических вод с подсчетом эксплуатационных запасов с ППД на основе создания подземных ГЦС. Даггеолфонд, г. Махачкала.1990г.

## **МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА MODFLOW**

*Мамаев<sup>1,2</sup> С.А., Самедов<sup>1</sup> Ш.Г., Ибрагимова<sup>1</sup> Т.И., Ибаев<sup>1</sup> Ж.Г.*

*<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Дагестанский государственный университет*

### **Введение**

Век научно-технического прогресса характеризуется усилением хозяйственной деятельности человека и, следовательно, увеличением техногенного влияния на природную гидрогеологическую обстановку. Интенсификация промышленного и сельскохозяйственного производства коренным образом изменяет природные условия целых регионов: роль техногенных факторов в формировании подземных вод в наше время по масштабам сравнима с ролью природных факторов, а по скорости воздействия превышает их в десятки и сотни раз.

Вмешательство человека в сбалансированные природные системы нередко приводит к серьезным и даже опасным последствиям. Это касается, в частности, его воздействия на естественные гидрогеологические условия, что приводит к необратимому нарушению равновесия и увеличению интенсивности гидрогеологических процессов, уменьшению устойчивости структур водного и солевого балансов, опустыниванию территорий.

Нередко созданию новых природно-хозяйственных комплексов сопутствуют такие нежелательные, вредные явления, устранение или предупреждение которых требует капитальных затрат, превышающих стоимость самого строительства. Возникает проблема не только оптимизации всей мелиоративной системы, но и охраны окружающей среды. И решающее слово здесь принадлежит научным прогнозам, то есть научно обоснованному предсказанию возможных изменений природной обстановки.

Таким образом, от качества (достоверности) гидрогеологических прогнозов зависит не только эффективность проектных решений при строительстве природно-хозяйственных комплексов, но и обоснование природоохранных мероприятий; поэтому разработка теоретических и методологических основ прогноза есть и будет фундаментальной проблемой гидрогеологических исследований ближайшего десятилетия.

Под гидрогеологическими прогнозами понимают научно обоснованное предсказание направления и интенсивности развития естественных гидрогеологических систем при их взаимодействии с техногенными.

Гидрогеологическое прогнозирование на эмпирической основе нереально. На успешное прогнозирование можно рассчитывать лишь в том случае, если будут изучены и станут понятны процессы массопереноса в земной коре в естественных и преобразованных техногенезом условиях: вскрываемые этими исследованиями закономерности составят научную основу прогноза и позволят дать математическое описание переноса, которое обычно принимается за основу моделей исследуемых объектов.

Математическое моделирование гидрогеологических процессов заслуживает особого внимания как наиболее эффективный метод количественных прогнозов. Именно на этом направлении открываются возможности для новых проектных и технических решений, быстрого эффективного отклика на запросы практики.

### Характеристика объекта моделирования

В административном отношении месторождение подземных вод расположено в Новолакском районе РД. Наиболее крупными населенными пунктами этого района являются: селения Новолакское (районный центр), Ново-кули и Ново-чуртах.

Описываемая территория в орографическом отношении входит в область предгорий и наклонную террасированную равнину. Область предгорий занимает южную и юго-западную часть описываемой территории и представляет собой целую серию хребтов, имеющих близкое к меридиональному простирание. Абсолютные отметки обычно изменяются от 650 до 900 м и только к северу абсолютные отметки уменьшаются до 150-200 м. Рельеф предгорий в значительной степени усложнен формами мезорельефа: ущельями, долинами рек и ручьев, речными террасами, в общем, нарушающих обычный плавных очертаний фон его поверхности.

В региональном тектоническом отношении описываемый район располагается в зоне палеоген-неогеновой складчатости, которая в пределах Дагестана расчленена на две области: Терско-Сунженскую и область Дагестанского клина.

Исследуемый район приурочен к юго-западной части Дагестанского клина и представляет собой структуру типа моноклинали, с северо-северо-западным поднятием пластов сарматских, акчагыльских и апшеронских пород, с углами падения от  $20-25^{\circ}$ . На юге моноклинали ограничена крупным разрывом надвигового типа (Гильянский разрыв). В.Е. Куженцев – эту крупную дислокацию проследил от его западного окончания до р. Ярык-Су и назвал надвигом ( $СВ - 42^{\circ}$  у сел. Ножай-юрт). На юго-востоке описываемого района (у сел. Дылым) наблюдается Хадумская антиклиналь, западнее Бенойская антиклиналь – обе структуры брахиантиклинального типа.

На водоразделе между рр. Ярык-Су и безымянным ручьем, впадающим в р. Яман-су, Гильянский надвиг раздваивается. Северная его ветвь прослеживается на русле ручья вплоть до слияния его с р. Яман-су. С севера на юг повторяются отложения меотического яруса, затем верхнесарматского.

Гильянский надвиг хорошо выражен между речками Акташ и Ярыксу, где он имеет максимальную амплитуду смещения (1500 м), на их водоразделе ясно виден тектонический контакт чокрака и верхнего сармата. К западу от р. Ярык-су и к востоку от р. Акташ амплитуда смещения быстро уменьшается до 200 м.

В геологическом строении принимают участие отложения неогеновой и четвертичной систем (рис. 1).

Наибольшее площадное распространение имеют отложения сарматского и акчагыл-апшеронского ярусов неогеновой системы.

Четвертичные отложения имеют небольшое распространение, главным образом, по руслам рек и ручьев.

Неогеновая система (N) подразделяется на миоценовый и плиоценовый отделы, которые в свою очередь подразделяются на ярусы и подъярусы. Миоценовый отдел ( $N_1$ ) подразделяется на сарматский ( $N_1^3$ ) и меотический ярусы ( $N_1^3 m$ ). Плиоценовый отдел ( $N_2$ ) представлен акчагыльским ( $N_2^3 ak$ ) и апшеронским ( $N_2 ar$ ) ярусами.

Отложения четвертичной системы (Q) в описываемом районе представлены:

1. Древнекаспийскими отложениями
2. Элювиально-делювиальными накоплениями
3. Современными аллювиальными отложениями
4. Древнеаллювиальными отложениями

В региональном плане исследуемый участок входит в зону палеоген-неогеновых предгорий, характеризующихся в морфологическом отношении сглаженными формами рельефа и небольшим числом сильно изрезанных, но узких хребтов.

Неогеновые отложения представлены, в основном, глинами с прослоями песчаников, в которых наблюдается скопление пресных вод (рис.2).





## Методика моделирования

Интенсивный водоотбор из водоносных горизонтов месторождения приводит к систематическому снижению уровня подземных вод и истощению эксплуатационных запасов. Увеличение нагрузки на водоносные горизонты, а также существенное изменение природной гидродинамической обстановки региона, требует создания постоянно действующей гидрогеолого-математической модели месторождения и на ее основе системы управления водоотбором с целью обеспечения наиболее оптимальных условий эксплуатации подземных вод.

Методика оценки запасов на каждом месторождении пресных подземных вод индивидуальна, но некоторая стандартизация ее возможна в пределах одного типа месторождения. Эффективность и достоверность оценки запасов зависят от соответствия гидрогеологической модели, принятой при разведке и подсчете запасов, природным условиям.

Гидрогеологические модели позволяют учитывать и исследовать сложные взаимосвязи в подземных водных объектах (участок недр, речной или артезианский бассейн и др.). В зависимости от поставленной задачи модель поможет оценить современное состояние подземных вод, изучить условия их связи с поверхностными водами, имитировать различные сценарии хозяйственной деятельности с количественной характеристикой ее результатов.

Специалистами созданы специальные программные системы и технологии моделирования, широко используемые во многих организациях, специализирующихся по гидрогеологии, инженерной геологии и других областях. Одной из таких программных систем является программный комплекс Processing MODFLOW

Processing MODFLOW – система моделирования потока подземных вод и загрязнений. Processing Modflow была первоначально разработана как проект восстановления захоронений в прибрежных районах Северной Германии. Processing Modflow - комплексная система моделирования подземных вод с удобной реализацией, позволяющая снижать порог, сдерживающее широкое использование компьютерных основ в моделях подземных вод.

Processing Modflow - модульная трехмерная разностная подземная модель, созданная Геологической службы США. Применения этой программы приводит к описанию и прогнозированию поведения системы подземных вод.

Данная комплексная программа описывает и прогнозирует поведение системы грунтовых вод, значительно возросших за последние несколько лет, а также может моделировать эффекты колодцев (скважин), рек, каналов, прилегающих границ, питания и испарения.

Графический пользовательский интерфейс позволяет создавать и моделировать модели с легкостью. Она может импортировать в DXF и растровой графики, и обрабатывать модели до 1000 периодов, 80 слоев и 250000 клеток в каждой модели слоя. Инструменты моделирования включают **Presentation, Result Extractor, Field Interpolator, Field Generator, Water Budget Calculator** и **Graph Viewer**. Каждый инструмент моделирования выполняет свои функции в программе. Result Extractor позволяет пользователю извлекать результаты моделирования из электронных таблиц любого периода. Field Interpolator принимает данные измерений и интерполирует их для каждой клетки модели. Water Budget Calculator не только рассчитывает баланс указанных пользователем зон, а также обмен потоками между такими зонами. Field Generator производит поля с гетерогенно распределенными проницаемостями или гидравлическими значениями проводимости. Это позволит пользователю статистически имитировать эффекты и влияние незнакомых мелких неоднородностей. Graph Viewer отображает кривые временного развития результатов моделирования, включая гидравлические уровни, просадки, оседание грунта, уплотнение и концентрации. Используя Presentation можно создать помеченные контуры карт,

включая данные и результаты моделирования. Инструмент Presentation может даже создавать и отображать последовательности двумерных анимаций, используя результаты моделирования (вычисление уровня, просадки, концентрацию).

В настоящее время PMWIN поддерживает 7 дополнительных пакетов, которые интегрированы с оригинальным Modflow. Это Time-Variant Specified-Head (CHD1), Direct Solution (DE45), Density (DEN1), Horizontal-Flow Barrier (HFB1), Interbed-Storage (IBS1), Reservoir (RES1), и Streamflow-Routing (STR1).

Процесс моделирования процессов включает в себя:

1. Установление пространственных закономерностей и граничных условий водоносных систем в плане и разрезе, фильтрационные свойства отложений, режимы фильтрации.

2. Схематизацию гидрогеологических условий. Схематизация предполагает переход от реального объекта к фильтрационной схеме, представляющей гидрогеологические закономерности с полной математической формулировкой рассматриваемой задачи. При схематизации устанавливается характер протекания процесса во времени, пространственная структура потока, граничные и начальные условия.

3. Моделирование геофильтрации. Основывается главным образом на принципах математического подобия. При этом описание дается дифференциальными или конечно-разностными уравнениями процесса (движения, неразрывности и состояния), а также условиями однозначности (граничные и начальные условия).

После завершения моделирования можно использовать инструменты моделирования, предоставляемые PMWIN для просмотра результатов, вычислением баланса воды особых зон, графического отображения результатов, таких как уровни контуров. Вы можете также использовать RMPATH для вычисления и сохранения линий пути или использовать разностные модели переноса MT3D или MOC3, чтобы моделировать процессы переноса.

#### Литература

1. *Беньяминов А.* Отчет по поисково-разведочным работам с целью изыскания источников водоснабжения для с. Новолакское. г. Махачкала. 1972 г.

2. *Брод И.О.* Геологическая карта восточной части Северного Кавказа масштаба 1:100000. 1954 г. ДГФ. г. Махачкала

3. *Гавич И.К.* Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. – М.: Недра, 1980. 358 с.

4. *Ибаев Ж.Г., Мамаев С.А.* Общие принципы разработки постоянно действующей гидрогеолого-математической модели Терско-Кумского артезианского бассейна // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2008. № 52. С. 260-264.

5. *Коваленко Н.Н.* Моделирование гидрогеологических процессов водонапорных систем: [Электронный ресурс]: Дис. канд. тех. наук: 05.13.18. – Ростов н/Д: РГБ, 2006 (Из Фондов Российской Государственной Библиотеки).

6. *Курбанов М.К., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г.* Постоянно действующая модель гидрогеолого-математическая модель формирования и управления ресурсами и качеством пресных подземных вод Терско-Кумского артезианского бассейна // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2006. № 50. С. 143-147.

7. *Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г., Мамаев А.С.* Компьютерное моделирование в геологии // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2011. № 57. С. 292-294.

8. *Медведева Р.В.* Отчет о гидрогеологических исследованиях артезианских вод Новолакского бассейна. 1951 г. ДГФ. г. Махачкала.

9. Processing Modflow. A simulation system of modeling groundwater flow and pollution. Wen-Hesing Chiang and Wolfgang Kinzelbach. Hamburg, Zürich. December 1998.

## ПОДЗЕМНАЯ ГИДРОСФЕРА И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ

Магомедов Р.А., Меликов М.М.

Институт геологии ДНЦ РАН

Подземная гидросфера включает в себя две природные системы - гидрологическую и гидрогеодеформационную, которые являются двумя отдельными, но взаимодействующими между собой разделами природного водного цикла внутри литосферы. Каждый из них имеет особые источники энергий, обменные процессы и формы движения флюидных масс (таблица).

Гидрологическая система состоит из верхней части литосферы, где режим подземных вод большей частью определяется гидрологическим и метеорологическим факторами. Гидрогеодеформационная система включает значительную часть литосферы, где имеют место процессы метаморфической плавки газа и жидких компонентов из слоев горной породы, высвобождение жидкой фазы из порового и трещинного пространства глубокопогруженных пород осадочного слоя и миграция жидких продуктов к верхним горизонтам.

Таблица. Характеристика природных систем

Природная система	Форма движения флюидных масс	Глубина
Гидрологическая	течение	первые десятки метров
	инфильтрация	до 3-5 км
Гидрогеодеформационная	высвобождение поровой воды в процессе литогенеза и воздействия природных динамических процессов	5 -10 км
	метаморфическая дегидратация горной породы	~ 20(±5) – 60 км

Рассматривая особенности гидрогеодеформационных систем необходимо подробно остановиться, прежде всего, на процессах обеспечивающих высвобождение и проникновение воды в верхние горизонты как результате уплотнения осадочных пластов в глубоких горизонтах артезианских бассейнов в процессе литогенеза и влияния динамических природных воздействий (геотектонических процессов и сейсмических событий) на горные породы. Основное свойство подземных вод - это их способность принимать и передавать сигналы об изменениях напряженного состояния водовмещающих и водоупорных пород под влиянием экзогенных и эндогенных факторов. Все эти изменения проявляются в колебаниях уровня, вариациях химического и газового состава подземных вод от зоны активного водообмена до горизонтов с практически застойным режимом [5-8, 12, 22, 23 и др.], т.е. в пределах всей гидросферы. Процессы высвобождения воды из порового пространства уплотнением глинистых осадочных пород (высвобождений компонент водного баланса) и влиянием динамических природных и техногенных воздействий рассматриваются во многих публикациях [14-21 и др.].

Процесс высвобождения воды уплотнением глинистых осадочных пород может быть, приблизительно, оценён используя уравнение баланса:

$$\pm \omega(\Delta\tau) = \pm\Delta q_s \pm \Delta q_e \pm \Delta q_r \quad (1)$$

где  $\Delta q_s = \eta \cdot V \cdot \Delta\tau$  - запас обратимости элемента,

$\Delta q_e = \mu^* \cdot V \cdot \Delta\tau$  - упругая компонента обратимости (ед.расхода воды за счёт упругости водоносного горизонта),

$\Delta q_r = (\xi_0^*/1 + \xi_0)m_0[1 + \beta_c(\gamma_r \cdot V \cdot \Delta\tau - \rho)]$  - компонента высвобождения баланса, где

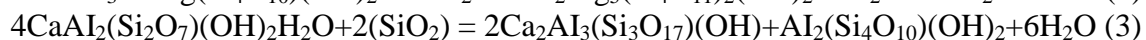
$\omega$  - объём гравитационной и граничной воды,

$\eta$  - пористость,  
 $\xi$  - свободное соотношение,  
 $\mu^*$  - производительность упругой воды,  
 $m_0$  - начальная толщина глинистой части разреза,  
 $V$  - скорость осадконакопления,  
 $\beta_c$  - сжимаемость скелета горных пород,  
 $\gamma_r$  - объёмный вес горных пород,  
 $\Delta t$  - время превращения осадочного материала в монолитную породу,  
 $\rho$  - пластовое давление в элементе.

Как показывает формула для  $\Delta q_r$ , центральные, наиболее глубокие части артезианских бассейнов могут рассматриваться как «зоны накопления» высвобождаемой воды. Высвобожденная поровая вода мигрирует в краевые части гидрогеологических структур. Как, например, имеет место в Южно-Каспийской впадине (движение элизионных вод от центра к краевым частям впадины).

Однако, подобные попытки реконструкции гидрогеологической ситуации в погруженных частях структур не принимают во внимание действительную динамику флюидов. Они позволяют рассматривать высвобождение воды благодаря сжатию, как один из процессов, которым снабжают водой гидрологические системы. Процессы вызывающие "выделение" воды из горных пород в зоне метаморфизма почти полностью игнорируются в гидрогеологической литературе, хотя многочисленные петрографические данные свидетельствуют об обширной и постоянной дефлюидизации глубин земли приводящей к снабжению значительными количествами газообразных и жидких продуктов верхних горизонтов. Процессы метаморфизма широко распространены в земной коре и сопровождаются выделением или поглощением флюида. Они вызывают объёмные эффекты и изменяют поле напряжений и как следствие – характер проявления упругих и пластических деформаций. На этой основе была предложена метаморфогенная модель очагов землетрясения [9]. Флюиды способствуют деформациям в очаге землетрясения [10].

Процессы метаморфизации горных пород и регионального метаморфизма в особенности, происходящие с преобладающим действием температурных факторов и выражающиеся в различных геохимических реакциях, формируют новые комплексы горных пород, которые являются стабильными при данном давлении и температуре. Все петрографические результаты исследований показывают заметное выжимание метаморфического флюида (в особенности воды). Наиболее чаще представлены следующие метаморфические реакции:



В первой реакции полный весовой % выжатой газообразной и жидкой фаз достигает 10.99 массы реагирующего кальцита, талька и кремнезёма (свободная двуокись кремния). Весовые соотношения воды (две молекулы воды) для угольной кислоты (6 молекул) являются 3:22. Весовой % флюида для второй реакции - 7.85. Согласно некоторым оценкам, в течение перехода от низкотемпературных фаций зелёных сланцев до гранулированных фаций имеющих более высокую температуру, горные породы теряют до 8 % воды и упругость экстрагированного флюида составляет 10-15 килобар, что является высоким энергетическим потенциалом для продвижения флюида в более верхние горизонты. Объём рассеиваемой воды в виде летучих компонентов очень велик благодаря продолжительности процессов дефлюидизации охватывающих очень большие площади.

Дефлюидизация горных пород на глубине, как одна из форм общей эволюции вещества в земной коре, вынос флюида из более глубоких слоев, перенос и, в некоторых случаях, переотложение вещества в верхние части пластов пород - неизбежный процесс, в сводовых частях плотных пород, поля механических

напряжений которых выражаются в виде систем чередующихся и взаимосвязанных зон сжатия и расширения. Как показывает опыт по изучению глубоких горных полей, очень незначительные деформации (напряжения) измеряемые в  $6-8 \cdot 10^{-3}$  достаточны для появления систем разрывных нарушений даже в относительно пластичных осадочных комплексах. Японские ученые, рассматривая проблемы механической прочности земной коры, установили более определённые граничные условия для появления разрывных нарушений. По их мнению, нарушения появляются, если деформации имеют порядок  $10^{-4}$ .

Говоря о механизмах, определяющих дефлюидизацию горных пород и миграцию метаморфических флюидов вверх, необходимо остановиться на факторах, влияющих на эти процессы. Многочисленные эмпирические данные, накопленные к настоящему моменту, показывают тесную взаимосвязь ряда параметров гидрогеологического режима недр земли и сейсмических процессов. Известно [11], что давление ультразвука в несколько бар ( $1 \text{ бар} = 10^5 \text{ Па}$ ) оказывает заметное механическое воздействие на материал. Это - разрушение клеток, создание эмульсий воды и масла, дегазация металлических расплавов и жидкостей, образование пустот в среде и т.д. Опыты, проведенные Н.В. Черским и др. [14-21], показали, что под влиянием ультразвука разрушаются пленки связанной воды и резко возрастает проницаемость пород (через несколько секунд после обработки упругими волнами она возросла в десятки раз). В сильном акустическом поле на границе раздела фаз твердое тело-жидкость возникают интенсивные течения, и малоподвижная связанная вода высвобождается, приобретая способность к более быстрой миграции. В.А. Мироненко, В.М. Шестаков (1974) отмечают, что часть связанной воды переходит в свободное состояние в случае приложения к породе динамических нагрузок. Завершающая стадия подготовки сейсмического события и есть динамическая нагрузка. Экспериментально установлено [17], что в широком диапазоне температур от 20 до  $500 \text{ }^{\circ}\text{C}$  минералы, содержащие воду, кристаллогидраты солей, гидроокиси и др. при одноосном сжатии под действием нагрузки свыше  $10^4 \text{ кгс/см}^2$  разлагаются с выделением воды со взрывом. Такие явления сопровождаются увеличением объема конечных продуктов, а реализация процесса со взрывом при низких температурах связана с деформациями вещества при залечивании пор (сдвиге) и протекании вследствие этого реакций разложения (эффект Хедвелла) с высокими скоростями. Полагают [17], что минералы способные к дегидратации в условиях сжатия при нагрузке свыше  $900 \text{ кгс/см}^2$  разлагаются с выделением воды.

Исходя из уже установленной связи между процессами сжатия-расширения и положения уровня подземных вод, предполагается, что деформация пласта будет воздействовать на водонасыщенные горные породы. Это воздействие (изменения динамических параметров водоносных пластов в пространстве и времени) есть функция напряженного состояния всего массива. Естественно, что напряженное состояние должно быть неизбежно отражено, прежде всего, в положении пьезометрической поверхности, заключённой в определённом объеме, т.е.:

$$V_n = f(\sigma_x \sigma_y \sigma_z, \tau) \text{ и } h = \tau(V_n) \quad (4)$$

где,  $V_n$  - объем воды в определённом объеме горной породы, равный полному объёму эффективных пор;  $\sigma_x \sigma_y \sigma_z$  - компоненты поля напряжений;  $h$  - пьезометрический уровень;  $\tau$  - время.

Исходя из предположения о единстве и взаимосвязи физико-геологических процессов, определяющих эволюцию литосферы, на основе региональных исследований распределения подземных вод, Вартанян и Куликов (1982) использовали определённые разработанные процедуры для изучения напряжённого состояния массивов горных пород. Они провели математическое моделирование деформационной ситуации в СССР и установили существование земных гидрогеодеформационных полей, развитых в недрах земли во всём мире [1-4, 13]. Природа гидрогеодеформационного поля состоит в пульсирующем перераспределении (в

большой мере снизу вверх) флюидных компонентов литосферы, которые происходят благодаря изменению естественных (эндогенных, экзогенных, космических) или искусственных (техногенных) напряжений в твердой части литосферы и проявляющих себя в непрерывном появлении и раздроблении многочисленных термогидродинамических и физико-химических аномалий, определяющих расположение областей короткопериодных (дни или месяцы) деформационных процессов - кратковременных структур сжатия и расширения. Благодаря исключительной энергии деформационных процессов, происходящих в литосфере, сами сигналы подземной гидросферы, показывающие перераспределение флюидов в недрах земли и вызванные деформацией горных пород, являются гораздо более интенсивными, чем многочисленные помехи, вызванные другой природой и искусственными причинами (прежде всего, несовершенством скважины наблюдения).

Подытоживая вышеизложенное, мы можем утверждать, что изменения параметров гидрогеодеформационного поля (уровня, дебита, пластового давления, температуры, химического и газового составов подземных вод), являются начальными "сигналами" содержащими ценную информацию косвенной формы о деформационных процессах и сейсмических событиях в литосфере. Участие воды в деформационных процессах в земной коре и литосфере очевидно, и им не следует игнорировать.

#### Литература

1. В государственном комитете СССР по делам изобретений и открытий //Вестник АН СССР.- 1984.- № 1.- С. 132-142.
2. *Вартамян Г.С.* Гидрогеодеформационное поле в исследовании механизмов геодинамики //Отечественная геология.- 1995.- № 4.- С. 29-37.
3. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* Гидрогеодеформационное поле Земли //Доклады АН СССР.- 1982.- Т. 262, вып. 2.- С. 310-314.
4. *Вартамян Г.С., Куликов Г.В.* О глобальном гидрогеодеформационном поле Земли //Советская геология, 1983.- № 5.- С. 116-125.
5. *Войтов Г.И., Гохберг М.Б., Киссин И.Г.* О динамике изменения состава газов подземных вод Кошабулакской структуры в период подготовки Газлийского землетрясения 18 мая 1984 г //Докл. АН СССР. - 1985. – Т. 284, № 1. - С. 77-82.
6. *Войтов Г.И., Осика Д.Г., Карпов В.П.* Вариации химического состава природных газов и содержание углерода  $^{13}\text{C}$  в  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в газах минерального источника Зурамакент при заполнении водохранилища Чиркейской ГЭС (Дагестан) //Геохимия. - 1979. - № 3. - С. 378-382.
7. *Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А.* Краткосрочные гидрогеологические эффекты как показатель геодинамической активности зоны Передового Копетдагского разлома //Докл. АН СССР. – 1992. – Т. 322, № 1. – С. 69-74.
8. *Киссин И.Г., Беликов В.М., Ишанкулиев Г.А.* Экстремальные вариации уровня подземных вод в сейсмоактивном районе //Докл. АН СССР. –1990. – Т. 314, № 5. – С. 1099-1103.
9. *Киссин И.Г.* //ДАН. 1996. Т.351. № 5. С. 679-682.
10. *Киссин И.Г.* //ДАН. 2013. Т.448. № 5. С. 583-587.
11. *Кухлинг Х.* Справочник по физике. М.: Мир, 1982.
12. *Осика Д.Г.* Флюидный режим сейсмически активных областей. - М.: Наука, 1981. - 203 С.
13. Открытия, изобретения. Публикация об открытиях, зарегистрированных «Государственном реестре открытий СССР //Официальный бюллетень Государственного комитета СССР по делам изобретений и открытий.- М., 1983.- № 46.- 3 с.
14. *Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Модуляция высокочастотных микросейсм //Докл. АН СССР. 1978, № 2.- С. 303-306.
15. *Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В.* Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли //Диплом на открытие № 282 Госкомизобретений СССР. М.: 1983.- С.1
16. *Черский Н.В., Царев В.П.* Механизм синтеза углеводородов из неорганических соединений в верхних горизонтах земной коры //Докл. АН СССР. 1984. Т. 279. № 3. С. 731-734.
17. *Черский Н.В., Царёв В.П.* О новых моделях физико-химических преобразований горных пород в высокоомобильных областях Земли //Докл. АН СССР. - Т. 245, № 5. -1979. - С. 1200-1203.
18. *Черский Н.В., Царев В.П.* Причины приуроченности крупнейших зон нефтегазоаккумуляции к краевым участкам литосферных плит //Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. №3. С.683-686.
19. *Черский Н.В., Царев В.П., Кузнецов О.Л.* Влияние ультразвуковых полей на проницаемость горных пород при фильтрации воды //Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 1. С.201-204.

20. Черский Н.В., Царев В.П., Николаев С.К. О возможности преобразования ископаемого органического вещества при воздействии сейсмических процессов //Докл. АН СССР. 1977. Т. 232. № 4. С. 931-934.

21. Diakonov B.P., Karryev B.S., Khavroshkin O.B., Nikolaev A.V. etc all. Manifestation on earth deformation processes by high frequency seismic noise characteristics //Physics of the Earth and Planetary Interior. Amsterdam.- 1990.- Vol. 63.- P. 151-162.

22. Kissin I.G., Orolbaev E.E. Hydrogeological indications of recent movements of the Earth's crust //Journal of Geodynamics. -1988. - V. 9. - P. 63-74.

23. Wang Cheng-min, Wang Ya-Ling. Characteristics of water level variation in deep wells before and after the Tangshan earthquake //Intern. Symp. Earthquake predicts. - Paris, UNESCO. - 1979. - 17 P.

## **РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС «ПРОГРЕСС» КАК СОВРЕМЕННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ И РАДИАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ.**

*Айтеков М.П.Б., Газалиев И.М.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

### **Введение**

Современный уровень научно-технического прогресса характеризуется интенсификацией исследований по защите природной среды и человека от вредного воздействия техногенных факторов. Вместе с тем, загрязнение природной среды как негативный побочный результат деятельности человека в последние годы становится одним из наиболее важных факторов, ограничивающих развитие многих отраслей производства, и значимость его с каждым годом возрастает. Отсутствие почти во всех отраслях производства безотходных и безаварийных технологий является основной причиной продолжающегося неуклонного поступления в окружающую среду техногенных загрязнений, что привело и приводит к серьезным экологическим последствиям, а в отдельных случаях – к региональным катастрофам. Не стала в этом отношении исключением и атомная энергетика. Здесь и выбросы в атмосферу при различных испытаниях ядерных предприятий, неконтролируемые выбросы при аварийных на них, локальные загрязнения на площадях месторождений нефти и газа, случае использования ядерной энергетика загрязнение происходит не только локально, но и в глобальном масштабе, что обусловлено атмосферным переносом осколочных радионуклидов на огромные расстояния. Таким образом, в наши дни радиация превратилась в постоянно усиливающийся фактор окружающей среды, а радионуклиды стали ее неотъемлемым компонентом. Включаясь в биологический круговорот веществ, они депонируются в отдельных организмах, создавая дозовую нагрузку с известными последствиями. Вместе с тем растет радиационный фон биосферы. В почвах и других объектах биосферы содержатся определенные количества техногенных радионуклидов. Наиболее важным и биологически значимым в них является типичный гамма-излучатель цезий-137 и бета-излучатель стронций-90, основная радиологическая опасность которого для населения обуславливается возможностью поступления в организм с пищей и водой, как и цезий-137. Поэтому во всех исследовательских центрах мира в самых разнообразных аспектах изучаются вопросы накопления и поведения  $Sr^{90}$  и  $Cs^{137}$  в почвах и их поступление в растительные и животные организмы.

Указанные выше обстоятельства приводят к необходимости изучения радиационной обстановки в населенных пунктах Дагестана и проведения радиогеохимических исследований в целом.

### **Гамма-бета-спектрометрический комплекс «Прогресс-БГ», его назначение и параметры.**

Комплекс «Прогресс-БГ» предназначен для измерения активности бета-и гамма-излучающих нуклидов в счетных образцах спектрометрическим методом. Комплекс используется в лабораторных условиях как установка специального назначения и

является средством для измерения активности радионуклидов в объектах окружающей среды, в частности продуктах питания, биологических пробах и исследований в области геологии.

Комплекс «Прогресс-БГ» [1] представляет собой два спектрометрических тракта (бета и гамма) и альфа-радиометр, управляемых одной ПЭВМ. Бета-и гамма-тракты состоят из спектрометрических детекторов, блоков низковольтного и высоковольтного питания, усилителя, подключенных к амплитудному анализатору на базе аналого-цифрового преобразователя (АЦП) и ПЭВМ.

Установка «Прогресс-АР» (альфа-радиометр) предназначена: 1) для измерения суммарной альфа-активности в пробах почвы, воды, пищевых продуктов и т.д., приготовленных путем истирания, озоления, выпаривания, химического концентрирования; 2) для измерения суммарной активности альфа-излучающих радионуклидов в счетных образцах, приготовленных методом селективной радиохимической экстракции с последующим электрическим высаживанием на специальные металлические подложки; 3) для измерения суммарной альфа-активности сухого остатка проб воды, полученного путем выпаривания.

Принцип действия комплекса «Прогресс-БГ» заключается в получении аппаратного спектра импульсов от детектора, регистрирующего излучение счетного образца, экспонируемого в фиксированных условиях измерения. Активность радионуклидов в исследуемой пробе определяется путем обработки полученной спектрограммы на ПЭВМ с помощью специального пакета программ «Прогресс». Пакет программ «Прогресс» состоит из набора независимых программ для каждого спектрометрического тракта, объединенных в единой программной оболочке. Пакет программ позволяет анализировать спектрограмму и идентифицировать радионуклиды, определять активность соответствующих нуклидов в пробе, рассчитывать погрешность измерения активности и протоколировать результаты измерений.

Тракт регистрации бета-излучения содержит: сцинтилляционный блок детектирования на основе пластика, усилитель, источники питания, держатель счетного образца и блок свинцовой защиты от фонового излучения, скомпонованные в едином корпусе. Сцинтилляционный тракт регистрации гамма-излучения содержит: сцинтилляционный блок детектирования на основе кристалла йодистого натрия, источники питания, усилитель, блок свинцовой защиты от фонового излучения.

Диапазон энергий регистрируемого излучения: по гамма – тракту-200-2800 кэВ, по бета-тракту-200-3000 кэВ. Энергетическое разрешение по линии 662 кэВ (цезий-137) в пределах 7-9<sup>0</sup>%. Интегральная нелинейность по гамма-спектрометрическому тракту не более 1<sup>0</sup>% для всего диапазона энергий.

Минимальная измеряемая активность по гамма-излучению за 1 час зависит от типа детектора, геометрии измерения. Метрологические характеристики комплекса-эффективность регистрации (чувствительность), фон, скорость счета от контрольного источника определяются для каждого тракта при вводе установки в эксплуатацию в зависимости от условий конкретной измерительной задачи.

В состав радиологического комплекса «Прогресс» входит также оборудование на основе активированного угля для мониторинга окружающей среды. Комплект базируется на использовании сцинтилляционного гамма-спектрометра «Прогресс-гамма» для измерения активности радона, сорбированного в активированном угле.

#### **Некоторые результаты измерений на гамма-спектрометре с использованием программного обеспечения «Прогресс»**

Установленный вначале в Аналитическом центре коллективного пользования ДНЦ РАН и перебазированный позже в Институт физики им. Х.И. Амирханова ДНЦ РАН гамма-бета спектрометрический комплекс «Прогресс-БГ» используется Институтом геологии ДНЦ РАН с 2003 года.



В течении десяти последних лет авторами [2,3,4,5,6,7,] были реализованы некоторые возможности для решения целого ряда исследовательских задач, связанных с измерениями радиоактивности на гамма-спектрометре.

Основными объектами изучения были нефтяные и нефтегазовые месторождения Северного и глинистые отложения Центрального Дагестана. Ниже приведены лишь некоторые выводы по исследованным объектам:

1. На нефтяном месторождении «Озерное» [2] резко контрастные содержания урана в пробах шлама по отношению к торию и калию дает основание считать его несингенетичным по отношению к двумя последним элементам. Авторы полагают, что поставщиком урана явились отложения более древнего периода-пермского, ознаменовавшегося проявлением мощной горообразовательной и вулканической деятельности, при которой появились благоприятные условия для миграции урана в вышележащие горизонты (триас).

2. В прогрессе разработки месторождений углеводородного сырья в Северном Дагестане повышенные и высокие содержания радионуклидов могут служить предвестниками фронта притока нефти.

3. В глинах Центрального Дагестана [3] постседиментационный период проходил без заметного участия наложенных процессов, в противном случае, накопление индикаторных количеств радионуклидов могло претерпеть колебания во времени. Подтверждением сказанному является прямо-пропорциональная зависимость удельной эффективной активности естественных радионуклидов от возраста глин.

4. Необходима организация радиоэкологического мониторинга [4], включающего в себя гамма-измерения поверхностей нефтяного оборудования и гамма-поля в воздухе с целью контроля уровня проникающей радиации, связанной с радиоактивным заражением внутренних поверхностей нефтекомпрессорных труб и нефтяного оборудования в целом. В случае превышения норм радиационной безопасности (по НРБ-99) производить замену трубной арматуры с последующей утилизацией отработанных труб.

#### Литература

1. Гамма-бета-спектрометрический комплекс «Прогресс-БГ» (техническое описание и инструкция по эксплуатации). – Москва, 2002.

2. *М.-П.Б.Айтеков, И.М.Газалиев* и др. Радиогеохимические аспекты при добыче нефти и газа в Дагестане // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа/Материалы научно-практической конференции (13-15 сентября 2006г.), ИГ ДНЦ РАН, вып. №50.- Махачкала, 2006.- С. 179-181.

3. *М.-П.Б.Айтеков, Э.Г.-М. Алиева, Д.Гусейнов.* Естественные радионуклиды в глинах Центрального Дагестана//Геологические исследования и их некоторые прикладные аспекты /, ИГ ДНЦ РАН, Вып. №51.-Махачкала, 2007.-С.102-104.

4. *Айтеков М.-П.Б., Газалиев И.М., Пирилова М.М.* Методы повышения экологического благополучия на объектах нефтегазодобычи/ «Геотехнология: инновационные методы недропользования в XXI веке». Материалы Республиканской научно-технической конференции «ISTIQLOL» (с международным участием)- Москва – Навоий (25-27сентября), 2007.-С.299-300.

5. *Айтеков М.-П.Б., Газалиев И.М., Пирилова М.М.* Распределение радионуклидов в компонентах техногенных отходов при добыче нефти и газа //Ресурсовоспроизводящие, малоотходные и природоохранные технологии освоения недр (Материалы VII Международной конференции) – Москва-Ереван (15-19 сентября),2008.-С. 309-311.

6. *М.-П.Б. Айтеков.* К вопросу о радиационной безопасности при добыче нефти и газа // Всероссийская научная конференция «Модернизация науки и образования». Сборник статей. (26-27 апреля 2011года) – Махачкала, 2011- С. 95-97.

7. *Газалиев И.М., Айтеков М.-П.Б., Идрисов И.А., Бабаев М.Р.* Исследования содержания естественных радиоактивных элементов в горных породах Дагестана // Геология и полезные ископаемые Кавказа / Материалы научно-практической конференции к 55-летию Института геологии ДНЦ РАН (5-8 сентября 2011г.), ИГ ДНЦ РАН, вып. №57.- Махачкала, 2011.- С.204-207.

## РАДИОАКТИВНАЯ ПОЧВЕННАЯ АНОМАЛИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ДУЗЛАК

*Газалиев И.М., Айтеков М.-П.Б., Бабаев М.Р. Идрисов И.А.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Проведена гамма-спектрометрическая съемка нефтегазоносной площади Дузлак, что связано со сведениями о наличии радиоактивных почвенных аномалий в пределах нефтегазоносных структур Восточной антиклинальной зоны (Моллаев И.Г., 1992). Для измерений использовался сцинтилляционный геологоразведочный прибор СРП-88.. Измерения проводились на нескольких десятках точках с тройным повторением. Для всех точек определены координаты GPS. Точки в целом определялись с шагом порядка 50 метров.

В тектоническом отношении участок приурочен к зоне максимального подъема шарнира Восточной антиклинальной зоны (Геология и нефтегазоносность ..., 1959). Структура Дузлакского месторождения является относительно простой. Это крупное куполовидное поднятие, вытянутое с северо-запада на юго-восток на расстоянии около 8 км, при ширине до 4 км. Строение поднятия осложнено взбросом, нарушающим складку в своде и в присводовой части северо-восточного крыла.

Нефтегазоносность Дузлакской структуры связана с чокракскими отложениями. Дебит многочисленных скважин резко менялся и скачкообразно падал, и к настоящему времени они не имеют практической значимости. Участки с максимальной трещиноватостью приурочены к сводовой части и зоне разлома (надвига). По этим зонам идет активная вертикальная миграция высокоминерализованных вод (60-90 г/л). Их химический состав схож для разных структурных этажей. Считается (Тхостов В.А., Еременко Н.А., Бежаев М.С., 1956, Курбанов М.К., 2001), что в гидрогеологическом отношении хадумский горизонт, фораминиферовая свита, верхний мел и юра здесь представляют собой единый водоносный горизонт. Отмечаются многочисленные естественные выходы природных газов, в составе которых по изотопным данным углерода (Газалиев И.М., 1987) отмечены примеси углекислоты термометаморфического происхождения, образующейся в глубоких горизонтах, что также свидетельствует о глубокой циркуляции подземных вод.

Естественные выходы рассолов использовались местным населением для производства соли, от этого промысла произошло название площади – Дузлак (тузлук – рассол). Излияние этих вод на поверхность и дальнейшее их естественное испарение приводит к цементации пород с образованием травертинов. С таким механизмом, по-видимому, связано образование травертинового бугра в юго-восточной части площади. Его диаметр составляет 100, а высота – 5 метров. В центральной части бугра расположена впадина диаметром 10 и глубиной 3 метра, занятая озером, интенсивно газирующим метаном.

Для территории исследований установлено значительное превышение показателей природной радиоактивности субстрата. При фоновых значениях за пределами участка 15-34 мкР/ч, на обследованной территории гамма-активность почв достигает значений до 330 мкР/ч. Характерно, что между формами микрорельефа (микропонижениями и микроповышениями с амплитудой 20-30 см и поперечником 3-10 м) наблюдаются значительные изменения радиоактивности грунта на 10-20 мкР/ч (от 74 до 86) на расстоянии 1-2 метра. По всей видимости, причина радиоактивного заражения территории – испарительная концентрация из выходов многочисленных рассолов, которые дренируют глубокие горизонты земной коры на участке исследования.

Выполнено определение содержания естественных радионуклидов в образцах, отобранных из травертинового бугра, а также почв в зоне радиоактивного заражения и за его пределами (фоновая проба) (таблица 1).

Результаты гамма-спектрометрического определения  
естественных радионуклидов (ЕРН) в пробах объекта Дузлак

Характеристика пробы	Удельная активность радионуклида, Бк/кг			Эффектив. активность ЕРН, Бк/кг	Мощность дозы, мкР/час
	К-40	Th-232	U-238 (Ra-236)		
Почва фоновая	627,0 ±136,0	38,72±9,02	33,12±768	137±18	27,4
Травертин	00,0±2,33	00,0±2,33	602,80±63,70	603±64	96,4
Почва загрязненная	251,0±145,0	00,0±10,30	3299,0±346,0	3320±346	532,8

Повышенная радиоактивность по данным таблицы контролируется в основном содержанием U-238 (Ra-226). Его удельная активность в образце травертина и загрязненной почве по сравнению с фоновой пробой превышают соответственно в 4,4 и 24 раза.

По итогам исследований была составлена карта распределения естественной радиоактивности площади Дузлак, приведенная на рис. 1.

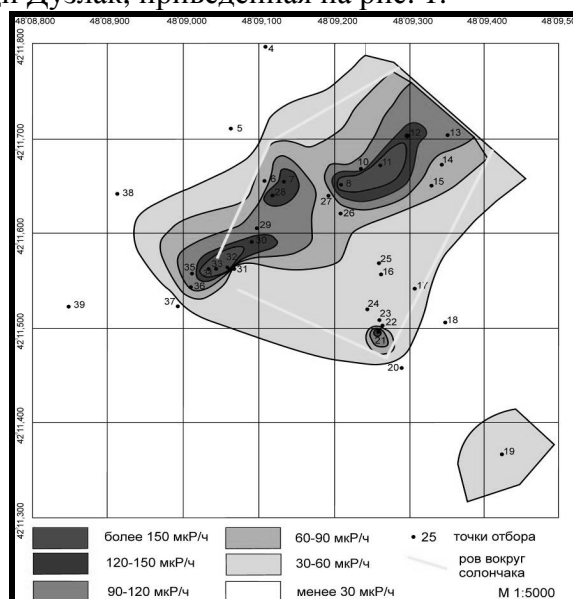


Рис.1. Карта радиоактивности почв площади Дузлак

Сводная часть структуры Дузлак и расположенный здесь травертиновый бугор являются примером уникальной геосистемы с повышенным фоном естественной радиоактивности, связанной с изливанием по тектоническим нарушениям глубокозалегающих высокоминерализованных вод. Радиоактивные почвы локализованы в узкой зоне шириной 150 метров и длиной минимум 550 метров. Зона вытянута в направлении северо-восток – юго-запад. В ее пределах выделяются несколько участков с максимальными значениями гамма-активности 355 мкР/ч (более чем в 20 раз выше фоновых значений за пределами радиоактивного заражения). Значительные изменения радиоактивности грунтов на близлежащих участках позволяют предположить, что при более детальном исследовании этой зоны возможно обнаружение пятен с более высокими уровнями радиоактивности до 500 мкР/ч, особенно в юго-западной части изученной площади. Также характерно, что выпадение в осадок радиоактивных травертинов происходит, вероятно, достаточно быстро и практически не отмечается их миграция вниз по уклону в сторону лежащего севернее водосборного бассейна, где нами не выявлено высоких значений радиоактивности береговой зоны и воды.

#### Литература

1. Газалиев И.М., Дибиров Д.А. Геоэкологические проблемы Дагестана // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа. Тр. ИГ ДНЦ РАН. Вып.50. Махачкала. 2006. С. 172-175.

2. Газалиев И.М. Изотопно-геохимическая зональность природных газов складчатых районов Дагестана // Известия ВУЗов. Геол. и разведка. № 10. 1987.
3. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Под ред. И.О.Брода. Ленинград, 1959. 432 с.
4. Курбанов М.К. Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М.: Наука, 2001. 260 с.
5. Моллаев И.Г. Отчет о детальном поисках и изучению воздействия на прородную среду промышленных вод нефтегазоносных площадей Южного Дагестана в 1990-1991 гг. (пл. Берикей, Дузлак, Даг. Огни, Хошмензил). Махачкала. Дагестанская геологоразведочная экспедиция. 1992.
6. Тхостов В.А., Еременко Н.А., Бежаев М.С. Исследование вод нефтяных месторождений. Ленинград: Гостоптехиздат, 1956.

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РФ И ИСЧЕРПАНИЕ УПРУГОЁМКОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕДР

Магидов С.Х.

*Институт геологии ДНЦ РАН*

Пресные подземные воды являются ценнейшим природным ресурсом, требующим к себе бережного отношения. Они являются главным резервом для обеспечения питьевого водоснабжения населения в будущем. Это связано с тем обстоятельством, что значительная часть поверхностных водотоков в настоящее время сильно загрязнена и не соответствует санитарно-гигиеническим требованиям. В засушливых регионах подземные воды обеспечивают снабжением пресной водой большую часть населения. В Дагестане в отдельные годы доля подземных вод в питьевом водоснабжении населения превышала 70%. По данным известного советского гидрогеолога В.М.Гольдберга ещё в конце 80-х годов доля подземных вод в питьевом водоснабжении городов Советского Союза составляла 65-70% [1]. В 2011 г. более 60% городского населения, включая и посёлки городского типа, удовлетворяли потребности в питьевой воде за счёт подземных источников, около 20% из них имеют смешанные источники водоснабжения. У сельского населения доля подземных вод для хозяйственно питьевого водоснабжения за тот период составила 80%. К тому же во многих регионах проявляется тенденция роста данного показателя, несмотря на то, что происходит всё более интенсивное загрязнение подземной гидросферы вследствие интенсивной инженерной деятельности [2,3].

Добычу и извлечение подземных вод условно можно разделить на две градации: добыча подземных вод и водоотлив, дренаж. В 2009 г. эти показатели для РФ имели соответственно, значения: 22,9 и 4,6 млн. м<sup>3</sup>/сут.

В РФ использование природных вод условно разделяют на три типа водоснабжения: хозяйственно-питьевого (ХПВ), производственно-технического (ПТВ) и сельскохозяйственного, включающего в себя: орошение земель (ОРЗ) и обводнение пастбищ (ОП). На рисунке 1 отображена доля подземных вод, использованных для разных нужд в 2009 году.

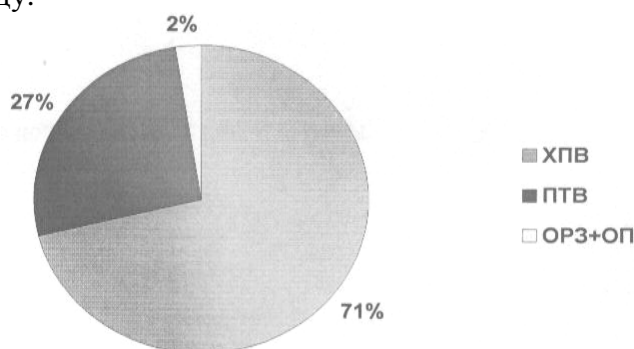


Рис.1. Использование подземных вод в РФ.

Анализ данных за последние два- три последних десятилетия позволяет выявить неблагоприятные тенденции, сложившиеся в сфере добычи и использования подземных вод. На рисунках 2 и 3 отражена динамика их добычи и потребления.

На современном этапе в большинстве стран, в том числе и в РФ, происходит рост потребностей в пресной воде. Из-за её дефицита в качестве питьевой воды приходится использовать подземные источники.

Расчеты, проведенные за последнее пятилетие (2006-2010 гг.), свидетельствуют о том, что уже сейчас доля добычи подземных вод в РФ составляет 27,3% от величины эксплуатационных запасов (среднее).

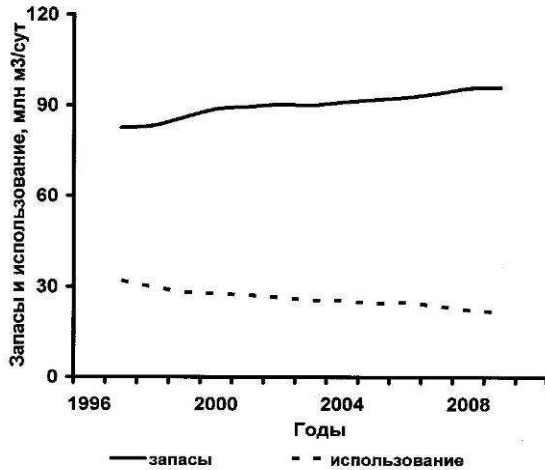
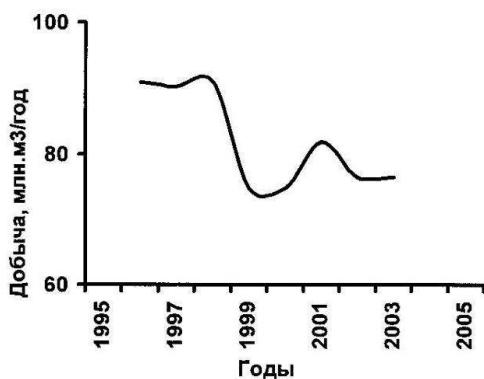
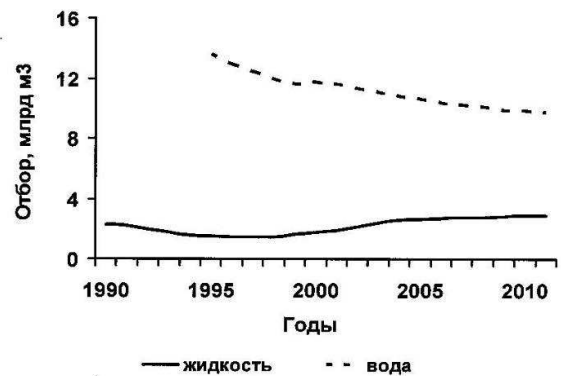


Рис.2. Запасы и использование подземных вод в РФ.

И хотя в последнее время происходит рост запасов подземных вод, из рис.2 видно, что потребление их падает, при этом темпы падения потребления, опережают падение добычи, о чём свидетельствует сопоставление рис. 2 со следующей диаграммой.

Рис.3. Добыча подземных вод в РФ и отбор жидкости в нефтегазовой отрасли

На рис. 3 отражена динамика добычи подземных вод для водопотребления населения и отбора жидкости из недр в нефтегазовой сфере ( нефть+ конденсат+ попутная вода). Из данного рисунка следует, что добыча подземных вод за рассматриваемый период, несмотря на рост потребностей, неуклонно падает, в то время, как отбор жидкости нефтегазовой отраслью возрастает. Кроме того, из рис. 3 видно, что масштабы добычи подземных вод для потребления населением, существенно выше, чем объёмы извлечения жидкости нефтегазовой промышленностью. Поэтому их влияние на гидросферу, в том числе и на упругоёмкий потенциал недр, также может быть очень значительным.



Данные по динамике забора вод из подземных источников Республики Дагестан приведены в работе [4]. В данной работе также высказывается большая обеспокоенность состоянием водохозяйственного комплекса РД, и предлагаются определённые меры, направленные на улучшение ситуации.

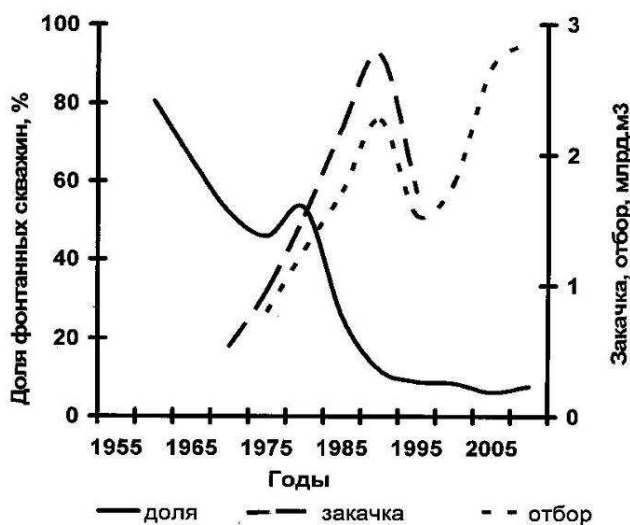
Динамика извлечения подземных вод по годам в РД представлена на рис.4.

Рис.4. Добыча подземных вод в РД.

Разработка нефтегазовых месторождений приводит к исчерпанию упругоёмкого потенциала недр, о чём имеется ряд публикаций [5-7].

Интересные результаты могут быть получены, если в качестве параметра, иллюстрирующего истощение упругоёмкого потенциала недр, рассматривать долю фонтанных скважин, эксплуатируемых нефтегазовой отраслью. Эта тенденция наглядно представлена на рис.5. и позволяет проследить полувековую динамику данного показателя в таком крупном регионе как РФ.

Рис.5. Закачка и отбор подземных вод и динамика доли фонтанных нефтяных скважин в нефтегазовой отрасли РФ.



Из данного рисунка следует, что за этот относительно короткий промежуток времени произошли значительные изменения в геогидросфере. Одновременное

сопоставление на одном графике, данных по отбору подземных вод и закачке воды в подземные горизонты для поддержания пластового давления с динамикой доли фонтанных скважин позволяет сделать важный вывод о возможности приостановить резкое падение пластовых давлений и даже добиться его восстановления и роста.

На рис.5 на кривой плавного падения доли фонтанных скважин, в области 80-х годов, имеется отчётливый экстремум на фоне резкого увеличения закачки воды для поддержания пластовых давлений. При этом данный эффект проявляется не на отдельном месторождении, а в пределах такого крупного региона как РФ.

Анализ данных, приведённых на рис.5, свидетельствует о том, что пик кривой «закачки» (*штриховая линия*) смещён относительно главного положительного экстремума на кривой «доли фонтанных скважин» (*сплошная линия*), так как на конечный результат оказывает влияние также и кривая «отбора вод» (*пунктирная линия*). В конечном итоге, ход кривой, характеризующей упругую энергию недр, определяется балансом между отбором подземных вод и закачкой воды для поддержания пластовых давлений. На эту кривую могут оказывать влияние и другие воздействия, но влияние рассмотренных выше факторов является, по нашему мнению, определяющим. При внимательном рассмотрении хода сплошной линии на завершающем участке можно обнаружить растянутый положительный экстремум, между которым и участком пунктирной кривой можно обнаружить обратное соответствие даже визуально. При этом замедление роста пунктирной кривой на самом конечном участке сопровождается увеличением доли фонтанных скважин.

Прогрессирующее истощение нефтегазовых месторождений приводит к трансформации гидрогеологических систем, что выражается в снижении запасов упругой энергии водонапорных комплексов в зонах нефтегазодобычи, а это, в свою очередь, приводит к снижению доли фонтанирующих скважин и соответствующему повышению числа нефтепромысловых скважин, эксплуатируемых насосным и другими способами. Аналогичная тенденция наблюдается при анализе динамики газодобычи.

Этому же способствует использование подземных вод для различных хозяйственных целей. Если сопоставить объёмы подземных вод, извлекаемых нефтегазовой промышленностью и добычу их на другие нужды, то окажется, что на ХПВ и другие нужды добывается больший объём воды, чем извлекается нефтегазовой отраслью, о чём наглядно свидетельствуют данные, приведённые на рис.3.

В связи с этим, стоит задача оценить вклад, который вносит водное хозяйство на упругую энергию подземной геогидросферы. Из рис.3. следует, что влияние, оказываемое на упругоёмкий потенциал недр водохозяйственной деятельности может оказаться более сильным, чем воздействие нефтегазовой отрасли. Однако, здесь, необходимо учитывать и глубину скважин. Если большая часть подземных вод питьевого назначения извлекается из зоны интенсивного водообмена, то ущерб может оказаться незначительным. Положение усугубляет и тенденция повышения со временем доли подземных вод, для ХПВ, добываемой из зоны замедленного, а не интенсивного водообмена. Если учесть, что скорость восполнения запасов в этих двух зонах может отличаться на два-три математических порядка, то становится понятной вся опасность подобного развития событий. При этом существует не только вероятность скорого истощения ресурса подземных вод, используемых для ХПВ, но и возможность значительного сокращения упругоёмкого потенциала недр, что может стать причиной геологических катастроф как регионального, так и глобального масштаба. Это, прежде всего, относится к возможному влиянию на ход тектонических процессов, а также неблагоприятному изменению режима сейсмической активности и повышению вероятности проявления сверхсильных и гиперсильных землетрясений.

Всё это требует, чтобы вопросы, связанные с охраной и рациональным использованием водных ресурсов, находились бы в центре внимания не только общественных, но и государственных организаций и имели бы самый высший приоритет

Кроме того, имеется настоятельная необходимость в проведении широкомасштабных исследований для составления достоверных прогнозов и принятия действенных мероприятий, препятствующих неблагоприятным сценариям развития событий. А их трудно дать без чётких научных данных по базовым показателям гидрогеологии. Ведь даже по такому важному показателю как скорость движения вод в зоне интенсивного водообмена, существуют разногласия. У разных групп авторитетных учёных РФ, даже в справочной литературе, данные могут различаться на порядки.

#### Литература

1. Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. Л. Гидрометеиздат, 1987. 248 С.
2. Гольдберг В.М., Газда С. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. М., Недра, 1984. 263 С.
3. Плотников Н.И., Краевский С. Гидрогеологические аспекты охраны окружающей среды. М., Недра, 1983. 208 С.
4. Водные ресурсы Дагестана. Махачкала, 1996. 180 С.
5. Магидов С.Х. Истощение запасов упругой энергии в нефтегазовых месторождениях СССР и РФ и изменение уровня добычи нефти// Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. М., ГЕОС, 2011. С.490-495.
6. Магидов С.Х., Мусаев Г.Ю. Разработка нефтяных месторождений в РФ и динамика истощения упругой энергии пластов//Трофимукские чтения молодых учёных- 2011. Новосибирск, 2011. С.200-202.
7. Магидов С.Х. Развитие нефтегазовой промышленности и проблема сейсмической безопасности// Матер. XVIII межд. конф. «Геологическая среда, минерогенетические и сеймотектонические процессы». Воронеж, 2012. С.184-188.

# ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ ПОЧВ И ИХ ДИНАМИКА В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Залибеков З.Г.

*Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский государственный университет*

1. Биологическое разнообразие почв (БРП) характеризуется свойствами, оказывающими радикальное влияние на продуктивность, устойчивость генетических разностей почв независимо от их классификационного положения. Основные параметры БРП определены в первом приближении, т.к. содержание и состав их, нуждаются в подробном изучении, обосновании. Учитывая это биоразнообразие почв, охарактеризована по показателям их продуктивности, гумусового состояния и содержания питательных веществ в их сезонной и годовой динамике. В качестве объекта исследования использована Терско-Кумская низменность, представленная природными кормовыми угодьями, используемыми в основном в качестве пастбищных угодий. Для выявления параметров БРП составлена региональная карта пастбищных нагрузок с указанием разнообразия по продуктивности. Биологическое разнообразие, обусловленное выпасом скота определяется их ролью в увеличении гумусированности, изменением физико-химических свойств, способствующие формированию особой категории биологического разнообразия. Однако, роль сайгачьего поголовья и грызунов в изменении свойств почв пастбищных угодий не рассматриваются, т.к. дифференцирующая их роль в формировании разнообразия представляет раздел самостоятельного изучения.

Для выявления особенностей биологического разнообразия проведена картографическая обработка материала с применением ГИС-технологий. На первом этапе обработан статистический материал по динамике разнообразия нагрузок, что позволило определить (табл. 1) их влияние на состояние и продуктивность почвенного покрова. Обработкой данных выявлено количество выпасаемого поголовья овец на единицу площади.

Установлено, что в пределах Западного Прикаспия количество условных овец на единицу площади (1 га) колеблется в пределах 1-5 голов.

Максимальная площадь пастбищ приходится на Республику Калмыкия, где нагрузка на подавляющей части их площадей - 76,9%, где нагрузка составляет <2 условного овцепоголовья/га. Это величина близка к оптимальной нагрузке, причем тенденция к уменьшению нагрузок сохраняется и по настоящее время. Величина нагрузок более 4 овец/га приходится на незначительную часть территории - 4,1%, расположенную на участках, прилегающих к населенным пунктам. Примерно такая же картина в распределении нагрузок и в Астраханской области, хотя абсолютная величина площадей пастбищ на порядок ниже по сравнению с Республикой Калмыкия.

Таблица 1.

Распределение пастбищных нагрузок в регионе Северо-Западного Прикаспия

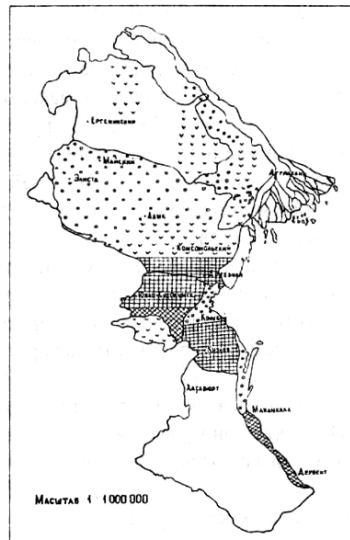
Нагрузка Овец/га	Дагестан		Калмыкия		Астраханская обл.	
	тыс. га.	%	тыс. га.	%	тыс. га.	%
<1	4,4	3,0	113,5	38,1	0,12	30,5
1-2	16,8	11,5	122,6	41,5	0,18	46,4
2-3	48,7	33,0	49,7	16,3	0,05	12,3
3-4	40,3	27,4	12,2	4,1	0,04	10,6
4-5	25,1	17,1	—	—	—	—
>5	11,7	8,0	—	—	—	—
Итого:	1,470	100,0	2,980	100,0	0,39	100,0

Максимальные пастбищные нагрузки (табл.1). Территория, используемая в условиях оптимальных нагрузок <1 овца/га на пастбищах Дагестана не превышает 3%, тогда как в прилегающих регионах она достигает 30-38%. Кроме того, максимальная величина нагрузок до 5 условных голов и более обнаруживается только в Дагестане.



Высокая напряженность, созданная процессами выпаса скота, в Дагестане осложняется миграцией населения и ухудшает биологическое разнообразие.

Для выявления особенностей географического распространения нагрузок проведена значительная работа по картографическому их отображению. За ее основу принята группировка площадей административных районов по принятой градации для учета нагрузок выпасаемого скота в региональном масштабе. На предварительно подготовленной сводной топографической основе для территорий Дагестана, Калмыкии и Астраханской области составлена региональная карта пастбищных нагрузок масштаба 1:1000000 (рис.1). Методической основой составления региональной карты пастбищных нагрузок Северо-Западного Прикаспия послужило наложение площадей используемых при различных пастбищных нагрузках, на территории каждого административного района в отдельности.



Легенда

Степень нарушения	Нагрузки, овец/га	Условное обозначение	Площадь, тыс. га.	Примечания
Не отмечается	< 1		118.0	В приведен-
Слабая	1 - 2		139.6	ных цифрах Не учтены
Средняя	2 - 3		98.4	Площади Пастбищ, рас-
Вышесредняя	3 - 4		52.4	Положенных В Чеченской
Сильная	4 - 5		25.1	Республике
Очень сильная	> 5		11.7	

Рис. 1. Картограмма плотности выпасаемого поголовья скота на пастбищах Западного Прикаспия.

Главная закономерность, вытекающая из данных карто-схемы пастбищных нагрузок, - приуроченность максимальной плотности сельскохозяйственных животных к участкам подверженным интенсивной деградации. В районах, где расположены очаги опустынивания (северо-западная часть Бажиганских песков), плотность поголовья овец достигает 4-5 условных голов/га. Это единственный территориально обособленный массив по всему региону Равнинного Дагестана, где наблюдается прямая зависимость процессов опустынивания от разнообразия пастбищных нагрузок.

## 2. Влияние различных пастбищных нагрузок на биоразнообразие почв.

Определенный опыт накоплен в изучении почв подверженных пустынной деградации под влиянием различных нагрузок. Основой сбора материала в этом направлении послужили эксперименты, заложенные в центральной части Терско-Кумской низменности, по испытанию величин нагрузок и способов функционирования экосистем. Испытываемые варианты включают нагрузки применяемые в данном регионе (как это было указано выше в течение последних двух десятилетий).

Подробному изучению подвергнуты светло-каштановые карбонатные легкосуглинистые почвы, занимающие более 30% территории региона. Представленные данные по химическим показателям (табл.2) свидетельствуют о наличии определенных различий в содержании гумуса и суммы, обменных оснований в зависимости от плотности выпасаемого поголовья.

Таблица 2.

Химические свойства светло-каштановых солонцевато-солончаковых почв при различных пастбищных нагрузках

Нагрузка на 1 га	Глубина, см	Гумус, %	СО <sub>2</sub> карбонатов, %	Обменные основания, мг/экв							
				Ca	Mg	Na	K	Сумма			
Начало эксперимента 1989год											
1 овца	0-5	1,12	0	14,4	11,3	2,7	1,6	1,5	1,0	-	18,6
	5-10	0,85	1,5	9,7	0,5	0,7	0,5	-	-	13,9	
	10-20	0,54	1,8	-	-	-	-	-	-	10,9	
2-//-	0-5	0,99	0	-	-	-	-	-	-	-	
	5-10	0,75	1,1	-	-	-	-	-	-	-	
	10-20	0,47	3,1	-	-	-	-	-	-	-	
3-//-	0-5	1,17	0	-	-	-	-	-	-	-	
	5-10	0,79	0,7	-	-	-	-	-	-	-	
	10-20	0,55	1,3	-	-	-	-	-	-	-	
4-//-	0-5	1,04	0	13,8	2,8	1,0	1,0	-	-	18,8	
	5-10	0,90	2,2	11,4	2,0	0,9	-	-	-	14,3	
	10-20	0,71	2,8	10,1	2,1	0,8	-	-	-	13,0	
Контроль	0-5	1,14	0	13,0	3,1	0,5	0,5	-	-	16,6	
	5-10	0,80	2,5	11,4	1,7	0,9	-	-	-	13,5	
	10-20	0,50	2,9	8,5	1,9	0,8	-	-	-	11,2	
Заповедный режим	0-5	0,98	0	14,5	3,0	2,0	0,5	-	-	20,0	
	5-10	0,61	3,1	10,0	2,2	0,9	-	-	-	13,1	
	10-20	0,44	3,5	-	-	-	-	-	-	-	

Показатели опустынивания по годам исследований (в течение 5 лет) как в начальной, так и в средней стадии не имеют существенных изменений. Однако увеличение плотности до 5 голов/га привело к развитию деградационных процессов в сильной степени. Сравнительный подход к изучению пастбищного режима позволяет определить формирование признаков опустынивания по степени уплотнения почвенных горизонтов, развития вторичного засоления, ветровой эрозии и др. Эти процессы оказывают влияние на свойства почв и ограничиваются ареалами единиц типового и подтипового их подразделения.

При деградации отдельных типов почв, отличающихся комплексом важнейших их свойств, например, смена светло-каштановых почв лугово-каштановыми, иссушение профиля подавляется в связи с радикальным изменением водного режима вышеупомянутых почв. Факторы опустынивания (в данном случае пастбищное использование с нагрузкой выше допустимых норм) обуславливают процессы деградации почв. В этой связи термин «опустынивание» применим для территорий и экосистем, а деградация - аридная, пустынная - для почвенного покрова. Поэтому опустынивание отдельных компонентов наземных экосистем не отражает сути вкладываемого в него понятия. К сожалению, терминами опустынивание «почв» или «растительности» пользуются многие ученые и практики, создавая путаницу в

принятии решений руководителями, ответственных за разработку и внедрение мероприятий по борьбе с опустыниванием (табл.3).

Таблица 3.

Изучение влияния пастбищных нагрузок на разнообразие почвенного покрова

Варианты	Удельная площадь пастбищ, га. обеспечивающая одну овцу, га	Площадь экспериментальных делянок, га	Продолжительность выпаса в днях за год	Изученные типы почв по вариантам нагрузок
1 овца/га	1,0	20	162	Светло-каштановые
2 -II-		100	162	
3 -II-	0,33	6,8	162	<b>Лугово-</b>
4 -II-	0,25	5	162	каштановые
5 -II-	0,20	4	162	Солончаки
Заповедный режим		10		Луговые
Контроль	0,20	Не ограничено	162	

Выявление функциональной связи аридной деградации почв с величинами пастбищных нагрузок и определении характеристик, используемых при диагностике опустынивания, составили основную задачу экспериментальных работ по биологическому разнообразию.

Многообразие форм воздействий закономерностей, проявляющихся в различных природно-климатических условиях аридных территорий, охвачены проводимыми исследованиями в недостаточной степени. Учитывая это обстоятельство, в нашей работе предпринята попытка выявить изменения формирующихся в физических, химических и пространственно-географических показателях почв по предложенной схеме (табл 3).

3. Горизонтный уровень биоразнообразия почвенного профиля. Наиболее существенные изменения наблюдаются при максимальной плотности выпасаемого поголовья > 4 овец/га при этом заметные признаки соленакопления отмечаются начиная с глубины 5-10 см. С глубиной накопление солей достигает средней стадии засоления, преимущественно за счет хлоридов и сульфатов. Качественное соотношение солей практически не меняется что позволяет определить связь с восходящими токами влаги. Накопление солей в этом слое объясняется подтягиванием их из нижележащих слоев в результате усиления солнечной инсоляции и соответственно испарения, а также вследствие изреживания растительности при высокой пастбищной нагрузке. Заметное накопление солей в средней части профиля 40-90 см связано с их содержанием в породе и частичным подтягиванием из нижележащих слоев.

Иная картина при засолении - с увеличением плотности выпасаемого поголовья на почвах гидроморфного ряда, занимаемая площадь которых достигает 25-30% общей территории Терско-Кумской низменности, природная аккумуляция солей в верхних горизонтах, независимо от минерализации грунтовых вод обнаруживается повсеместно. Это связано с высокими среднемесячными температурами летнего периода и активной испарительной концентрацией солей. При этих условиях действия животных способствуют изреживанию растительности и разбиванию поверхностных горизонтов. Вследствие этих процессов поверхность почвы оголяется, усиливая подтяжку солей и ветровую эрозию. Вымыв солей из верхних горизонтов нисходящими токами влаги в зимнее время идет прерывисто, т.е. циклично в зависимости от колебаний среднесуточных температур холодного периода года.

В иссушении почвенного профиля важную роль выполняет температурный режим поверхностных слоев, где четко отражаются различия, формирующиеся под влиянием выпаса скота. При перевыпасе почвенная масса прогревается сильнее показатели температуры достигают 40-50 °С. Из этого вытекает очень важное положение:

максимальная температура поверхности почвы и тонкого поверхностного слоя подвергается повышению при увеличении пастбищных нагрузок. Такая тенденция проявляется и в динамике суточного хода температуры на поверхности почвы при перевыпасе скота плотностью > 5 овец/га. Сдвиг температурного режима почв в сторону аридизации, как следствие процессов дегумификации, эрозии, засоления почв выступает в качестве одного из факторов, опустынивания аридных экосистем.

Сезонное разнообразие свойств активного слоя почвы связано с процессами набухания и усадки почвы, которые являются признаками эфемерности запасов продуктивной влаги. Важным показателем является также уменьшение общей порозности за счет сжатия межагрегатной порозности, рассчитанной с учетом доли агрегатов в общем объеме почвы. В варианте с максимальной нагрузкой > 4 овец/га по сравнению с заповедным режимом общая порозность уменьшилась на 6%, а межагрегатная порозность соответственно на 5,6%. Эти данные свидетельствуют о том, что уплотнение почв животными при высоких значениях их плотности осуществляется за счет снижения микроагрегатной порозности, являющейся одним из основных факторов регулирования водного режима почв (табл. 4).

Таблица 4.

Показатели изменения плотности светло-каштановой почвы при различных пастбищных нагрузках (для слоя D-10 см).

Нагрузка на 1 га	Плотность почвы г/см <sup>3</sup>		Дифференцированная порозность, %			
	1991	1992	Общая	Агрегатная	Межагрегатная	Микроагрегатная
1 овца/га	1,20	1,17	56,34	39,04	17,30	42,64
<b>2 -II-</b>	1,29	1,19	55,59	32,20	10,33	45,26
<b>3 -II-</b>	1,23	1,20	55,60	32,27	10,45	44,95
<b>4 -II-</b>	1,32	1,31	51,30	32,90	11,70	39,60
Заповедный режим	1,22	1,14	57,30	38,62	12,08	45,22
Контроль	1,28	1,26	52,98	34,79	12,29	40,69

Динамическое состояние изучаемых почв, как представителей аридного климатического режима, определяется влажностью и обуславливающими его критериями - порового пространства и удельных объемов агрегатных частиц. Усадочность структуры, отражающая величину и прочность агрегатных частиц, в наибольшей степени выражена в варианте с максимальной нагрузкой и нерегулируемым режимом. Результаты изучения процесса усадки свидетельствуют об имеющейся тенденции изменения биоразнообразия классификационных единиц.

Влияние пастбищных нагрузок отражается на уровнях организации профиля. Микроагрегатный уровень разнообразия по вариантам экспериментов охарактеризован фракций 1-0,25 мм в верхнем слое почвы (3-7 см), где количественное содержание фракций грубого песка варьирует в пределах от 1,1% до 4,1%. При этом наибольшая деградация, разрушение, наблюдаются в вариантах с максимальной плотностью выпасаемого скота 4 овца/га и в режиме нерегулируемого выпаса. Сравнительная оценка коэффициентов дисперсности, структурности, микроструктурности объективно отражает различия в устойчивости микроагрегатов, которая зависит от плотности выпасаемого скота.

Отрицательно коррелируя с величиной пастбищных нагрузок, микроструктурность характеризуется устойчивостью агрегатов, где минимальные значения соответствуют максимальной величине нагрузок. Чем меньше степень микроагрегированности, тем больше индекс биоразнообразия почв.

Одной из главных форм антропогенной деградации аридных территорий является, как было отмечено выше, изменение профильных свойств почв и их влияние на пространственные показатели почвенного покрова. Для выяснения роли и места

пространственных изменений в динамике почвенного покрова разработаны критерии их устойчивости в различных режимах использования светло-каштановых и луговых солончаковых почв.

Особенностью разнообразия явилось составление карт (аппроксимированных) засоления, отражающих динамику и разнообразие почв во времени и пространстве. Это позволило учитывать характер переходности границ по засолению, что имеет важное значение в определении деградирующей роли засоления аридных земель. Анализ засоления почв и строение почвенного покрова выявляет тесную связь динамику солей с их разнообразием.

#### Литература

1. Берг Л.С. Фации, географические аспекты и географические зоны // Изв. геогр. об-ва СССР, 1945. Т.77. Вып. 3. С.160-190.
2. Зонн С.В. Почвы Дагестана // Сельское хозяйство горного Дагестана. М.1946. С. 212-268.
3. Залибеков З.Г. Аридные земли мира и их динамика в условиях современного климатического потепления // Аридные экосистемы. 2011. Т.17, №1, С. 5-14
4. Добровольский Г.В. Значение почв в сохранении биоразнообразия // Почвоведение. 1996, №7. С. 103-111
5. Неронов В.М. Биоразнообразие пустынных экосистем // Аридные экосистемы. 1995, Т.1, №2. С.13-16.
6. Чернов И.Ю., Бобров А.А. Общие вопросы биоразнообразия почв. Сб. Роль почвы в формировании и сохранении биологического разнообразия КМК. М.: 2011. С. 16-22.

### О БИОЛОГИЧЕСКОМ РАЗНООБРАЗИИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ ДАГЕСТАНА

*Биарсланов А.Б.*

*Прикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН*

Современный этап развития исследований по разнообразию почв Дагестана характеризуется обобщением и обработкой материала по выявлению дифференциации признаков свойственных биологическим особенностям отдельных генетических типов почв. Это начальный этап сложного процесса формирования биологического разнообразия почв, являющихся средой обитания живых организмов поддерживающих их разнообразие. Изучению процессов формирования разнообразия почв, их динамики развития во времени и пространстве в условиях современных климатических флуктуаций уделяется недостаточное внимание.

Цель исследования – изучить специфику эволюции разнообразия почв различных природных зон республики, их свойств и временную динамику на уровне типовых различий. Наши исследования базировались на имеющихся данных по картографическим и опубликованным материалам и исследованиям, проведенных коллективом лаборатории почвенных и растительных ресурсов ПИБР ДНЦ РАН.

Равнинная зона характеризуется интенсивным использованием зональных почв каштанового типа, занимающих до 10% территории региона. Отличительной чертой разнообразия по биологическим показателям является ведущая роль засушливого климатического режима, способствующего минерализации органического вещества с накоплением легкорастворимых солей и их трансформацией. Особое значение в эволюции разнообразия каштановых почв имеет образование щелочного резерва и прогрессирующее нарастание водорастворимых солей. В качестве разнообразия по биологическим показателям выделяются разновидности со следующими признаками:

- гумусированные средней степени;
- карбонатные;
- плотно-переплетенные корневой системой растений;
- продуктивные средней- вышесредней степени;
- комковатая структура и среднеуплотненное сложение.

Приведенный перечень является первым этапом работ данного направления. Поэтому биологическое разнообразие каштановых почв не ограничивается проведенными исследованиями; предполагается пополнение перечня и совершенствование методических подходов.

В результате антропогенного воздействия каштановые почвы на преобладающей части их ареалов (особенно светло-каштановые) подвергаются опустыниванию, аридизации увеличивая разнообразие, где ведущими процессами являются ветровая эрозия, дефляция, седиментация.

Лугово-каштановые почвы являются переходными от почв каштанового типа к луговым. Занимают до 5-6% территории республики и формируются в условиях сухого климатического режима. Дополнительное поверхностное грунтовое увлажнение является обязательным условием их формирования. Современная эволюция их отличается проявлением процессов соленакопления в слабой, средней степени и солонцеватости в морфологических условиях. Гумусонакопление, карбонатные новообразования и агрохимические показатели близки к почвам каштанового типа со стабильно устойчивой биологической продуктивностью. Генетические свойства обуславливаются влиянием засушливого климата – с одной стороны и грунтовых вод глубиной залегания 150-200 см. с отточным мелиоративным режимом с другой. Этими факторами обуславливаются высокопроизводительное использование лугово-каштановых почв в различных отраслях народного хозяйства.

Луговые почвы формируются в условиях близкого залегания грунтовых вод (глубиной до 1,0 м) разной степенью их минерализации. Занимают значительную площадь (0,5 млн. га) 18% территории равнинного Дагестана отличаясь по степени засоления, заболачивания и солонцеватости. При условии формирования под влиянием бессточных грунтовых вод подвергаются засолению, заболачиванию. По картографическим данным луговые почвы подвержены засолению в разной степени занимают до 0,3 млн. га, остальная часть территории луговых почв представлена незасоленными разновидностями. Современная эволюция характеризуется усилением, прогрессирующим ростом засоления, дегумификацией и развитием в верхних горизонтах признаков морфологической солонцеватости. Луговые почвы подразделяются на подтипы: луговые карбонатные они же слабозасоленные, развивающиеся в условиях оттока пресных и слабоминерализованных грунтовых вод со среднесуглинистым, тяжелосуглинистым гранулометрическим составом; луговые средnezасоленные формируются при слабом оттоке грунтовых вод, имеют тенденцию к прогрессирующему соленакоплению, луговые сильнозасоленные – образуются в замкнутых понижениях, занимающих значительные площади в дельте Терека и приморской низменности. Грунтовые воды минерализованы в сильной степени, имеют бессточный режим и стабильный уровень залегания. Общей их особенностью является склонность к засолению с постепенным переходом к категориям почв, подверженных опустыниванию, аридизации.

Луговые аллювиальные, слоистые, включая приморские маршевые почвы вошли в самостоятельный тип приморского ряда почвообразования. Генетически связаны с влиянием поверхностных вод, процессами затопления, заболачивания, засоления. Современная их эволюция характеризуется неравномерным чередованием процессов затопления-иссушения. Часто подвергаются паводковым явлениям при половодьях рек и повышении уровня морской воды. Слоистость почвообразующего материала выполняет определяющую роль в их эволюции сохраняя луговой режим и ослабляя процессы современного соленакопления. Занимают ограниченную площадь 0,8-1,0% территории региона представляя высокопродуктивные сенокосно-пастбищные угодья.

Солончаки являются особым типом почв, происхождение которых связано с химическим составом почвообразующей породы и грунтовых вод. К солончакам относятся почвы с содержанием большого количества водорастворимых солей с самой

поверхности и в профиле. В равнинной зоне встречаются 2 типа солончаков: автоморфные и гидроморфные, в верхнем горизонте легкорастворимые соли достигают величины 1,0% и более. Наиболее распространенными являются солончаки гидроморфные, формирующиеся в результате солончакового процесса. Солончаковый процесс распространен по всему региону и в современных условиях характеризуется накоплением в преобладающем количестве хлористых солей и бикарбонатов, карбонатов натрия, переводя почвы в категории содового засоления. Резкое колебание уровня грунтовых вод при высокой температуре летних месяцев приводит к концентрации солевых растворов в верхних горизонтах, расширяя ареалы корковых, пухлых и мокрых солончаков. Увеличение солевых растворов повышает концентрацию солей в почвенном растворе, оказывает угнетающее действие растениям и при достижении значений 1,5-2,0% солей гибнут растения. Ареалы солончаков пухлых, корковых превращаются в бесплодные отложения и пустынные ареалы. Развиваются процессы опустынивания и аридизации. Солончаки автоморфные занимают относительно меньшую площадь и их развитие связано с изменением содержания воднорастворимых солей в почвообразующих породах. Предгорная зона занимает территорию с высотными отметками 200-1000 метров в пределах внешнего горного Дагестана. Здесь развиты коричневые (карбонатные, типичные, выщелоченные) бурые лесные мезофильных лесов и горно-долинные луговые почвы.

Коричневые почвы формируются под сухими лесами и кустарниковыми лугостепями в условиях переменного влажного климата. Отличительными особенностями эволюции их является расширение ареалов карбонатных и типичных разновидностей в результате сведения лесных массивов из ареалов подтипа выщелоченных коричневых почв. Смена сухих лесов и кустарников послелесной травянистой растительностью и изменение характера использования коричневых почв привели к существенным отличиям в химическом составе и в отдельных свойствах генетических горизонтов. Прежде всего, уменьшилось содержание гумуса в горизонта А, ослабилось выщелачивающее действие атмосферных осадков. После сведения лесов в профиле коричневых почв отмечается увеличение плотности гумусового слоя и равномерное распределение корневой системы травянистой растительности. Можно полагать, что при отсутствии лесной растительности изменяется температурный режим поверхностного слоя, способствуя ослаблению биологических процессов в летний период. Поведение коричневых почв после сведения лесной растительности показывает тенденцию перехода в категорию остепненных вариантов с формированием слабощелочной и щелочной реакции почвенного раствора. Как типичные представители ксеротермального географического пояса коричневые почвы предгорий Дагестана подвергаются процессам оглинивания с накоплением физической глины в средней части почвенного профиля.

Бурые лесные почвы мезофильных лесов. Долинные почвы предгорий формируются на речных террасах под влиянием сухого климатического режима с признаками лугового и степного типов почвообразования. В современных условиях их эволюция характеризуется нарастанием количественных показателей, характерных остепнению, аридизации, опустыниванию.

Горная зона занимает территорию площадью около 2-х млн. га. с почвенным покровом отмечающимся большим разнообразием по генетическим, мелиоративным экологическим и биосферным показателям.

Распространение почвенного покрова подчинено вертикальной зональности, где ее проявление характеризуется дополнительными закономерностями. К ним относится явление миграции почвенных зон, когда ареалы одного и того же почвенного типа вклиниваются в полосу другого почвенного типа, образуя систему чередуемых зон. Такой процесс характерен внутригорному Дагестану, где горно-каштановые почвы на мелкоземистых породах прорезывая контуры горных лугово-степных почв

вклиниваются, отражая влияние почвообразующей породы. В эволюции горных почв ведущее влияние оказывают:

- накопление грубого кислого и нейтрального гуматно-фульватного гумуса при формировании дернового поверхностного горизонта;
- интенсивное физическое выветривание на щебнистых и каменистых отложениях;
- оглинение приводящее к накоплению в почвах глинистых частиц и свободных окислов Fe и Al;
- интенсивное выщелачивание легкорастворимых солей и карбонатов содержащихся в почвообразующих породах.

Для всех типов горных почв характерно накопление органического вещества. За последующие несколько десятилетий отмечается уменьшение гумусированности основных типов горных почв из-за наметившейся тенденции климатического потепления. Наиболее распространенными в горах являются:

- Горные лугово-степные;
- Горные каштановые;
- Горные черноземовидные;
- Горно-луговые (альпийские, субальпийские);
- Горно-лесные бурые слабоподзоленные
- Горные маломощные (тундровые)
- Горные лугово-лесные торфянистые под рододендронам
- Горные долинные луговые (террасовые)
- Горные антропогенные (искусственно-созданные)

Почвенный покров горной зоны изучен по сравнению с равнинными регионами в меньшей степени. Отставание объясняется наличием дополнительных трудностей в организации и проведении НИР в горах.

Эволюция горных почв характеризуется смещением границ почвенных контуров в типовом, подтиповом уровнях в результате уменьшения содержания гумуса, сведении лесных массивов и интенсивном антропогенном воздействии. В составе и свойствах почв отмечается переход слабокислой реакции с нейтральную в горных черноземовидных почвах, уменьшения мощности горизонтов А+В горно-каштановых и горных лугово-степных почв. Особое значение имеет использование горных антропогенных террасовых почв созданных трудом человека под зерновые и плодовые культуры. Горные почвы (исключая лесные массивы) используются под летние пастбища. Однако в результате длительного антропогенного воздействия верхняя граница леса повсеместно снижается уступая свои позиции травянистой растительности. Ненормированный, нерегламентированный выпас скота ведет к распылению структуры почв и развитию эрозионных процессов. Основа рационального землепользования горных почв оптимизация пастбищных нагрузок и восстановление нарушенных антропогенных террасовых почв.

#### Литература

1. Добровольский Г.В., Никитин Е.Д. Функции почв в биосфере и экосистемах. М.: Наука. 1990. 262 с.
2. Докучаев В.В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. Соч. Т. VI. М.: Изд. АН СССР, 1951. С. 171-194.
3. Залибеков З.Г. Анализ антропогенного использования почвенных ресурсов Дагестана // Почвоведение, 1982, №7. С. 73-78.
4. Залибеков З.Г. Почвы Дагестана. Изд. «Наука», 2010. 246 с.
5. Баламирзоев М.А., Мирзоев Э.М.-Р. О современном состоянии почвенных ресурсов Дагестана и способах мелиоративного их улучшения // Биологические проблемы и перспективы их изучения в регионах Каспийского моря. Махачкала, 1995. С. 112-120.
6. Классификация и диагностика почв Дагестана. Изд. Даг. филиал АН СССР. Махачкала. 1982. 84 с.



## ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПРЕДЕЛАХ ДАГЕСТАНА В XXI ВЕКЕ

*Идрисов И.А.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

*Аннотация* Каспийское море характеризуется динамичным водным режимом, это приводит к тому, что во временном разрезе береговая зона моря занимает обширную территорию. При изменениях уровня моря различные части береговой зоны меняются закономерно и контрастно. При этом на небольших расстояниях наблюдается резкие изменения характера развития геосистем на одно и то же внешнее воздействие. В частности меняется характер перестройки берега на расстоянии нескольких километров, формируются ландшафтные районы с однотипной реакцией ландшафтов на внешние воздействия и т.д.

*Ключевые слова* геоморфология, палеогеография, Каспийское море, Прикаспийская низменность, трансгрессия, регрессия, берег, ландшафт, районирование

Каспийское море – это природный объект, характерной особенностью которого являются непрерывные и высокоамплитудные изменения свойств. В течении длительного периода времени для моря установлены многократные колебания с размахом в сотни метров. Для последних 2000 лет размах колебаний уровня можно оценить в 10-20м. Максимальные уровни в это время наблюдались в начале 19 века, порядка -22м. Минимальные – в 6 веке, порядка -35 – -40м. В целом вся территория между -20м и -40м, может рассматриваться как современная береговая зона Каспийского моря, изучение и освоение которой необходимо производить с учетом этой особенности.

Следует отметить, что несмотря на большой объем палеогеографических исследований [8, 9, 11, 12], данные об изменениях уровня моря носят во многом ориентировочный характер, в частности слабо изучены регрессивные стадии. В целом для позднего неоплейстоцена и голоцена (последних 120 тысяч лет) можно предположить, что уровень Каспийского моря большую часть времени находился значительно ниже (на десятки метров) современных отметок уровня (порядка -28м.абс.высоты).

Большой интерес представляет собой современная динамика уровня моря. Это во многом связано с высокой интенсивностью хозяйственного использования береговой зоны и большим экономическим эффектом при изменениях уровня моря. При этом надо указать, что динамика изменений уровня моря складывается из большого числа различных процессов, происходящих в разном временном диапазоне. Например, в масштабе первых сотен лет после Дербентской регрессивной фазы и последующей Трансгрессивной фазы малого ледникового периода, море находится в состоянии перехода к новой регрессивной фазе, амплитуда этих изменений 10-20м [8]. На этом фоне происходят флуктуации уровня с длительностью в десятки лет, амплитудой в 2-5м. На этом фоне происходят ежегодные изменения уровня, амплитудой 0,3-0,5м. Соответственно все эти и другие процессы накладываются друг на друга, определяя большую сложность реальной динамики изменений уровня моря. После высоких уровней XIX – начала XX вв. уровень моря в масштабе десятилетий снижался вплоть до 1977г., в дальнейшем уровень возрос вплоть до 1995г., далее, после стабилизации [7] с 2010г. началось новое резкое падение уровня.

Изменения уровня моря оказывают неодинаковое влияние на различные компоненты геосистем в различных частях Прикаспийского региона.

Можно выделить следующие блоки геосистем, с однотипными изменениями.

**Изменения в речных долинах:** при контрастных изменениях уровня, формируются эрозионные врезы или происходит их заполнение аллювием. В частности для изученных нами рек бассейна Каспийского моря характерен значительный

эрозионный врез во время Дербентской регрессивной фазы (предварительно на 15-20м). В дальнейшем (вплоть до современности) происходит заполнение этого вреза констративным аллювием и прогрессивное повышение уровней пойм рек Восточного Кавказа [2, 4]. Для крупных рек (Терек, Сулак и Самур), с крупными конусами выноса (дельтами) и значительными объемами речных наносов, при изменениях уровня возможно усиление процессов перестройки систем магистральных русел.

В целом современные поймы всех рек Восточного Кавказа характеризуются чрезвычайной молодостью и значительной скоростью реакции на любое внешнее воздействие, как природное, так и техногенное. Показательно, что практически до современности непосредственно поймы (в том числе и малых рек) практически не заселены, что прямо связано с периодически возникающими на них катастрофическими процессами. Однако в последние годы намечается тенденция значительного роста освоения пойм, в первую очередь объектами инфраструктуры, часто пересекающими поперек долины рек. В условиях прогнозируемых изменений в развитии экзогенных процессов в долинах рек, в первую очередь малых и средних, особенно вблизи крупных населенных пунктов (где антропогенная трансформация максимальна), это может привести к существенным (катастрофическим) последствиям.

**Изменения в береговой полосе**, здесь характерно контрастное размещение участков с различным ходом природных процессов. Для участков с минимальными уклонами поверхности (менее 0,001) [10] (в Северном Каспии ширина этой зоны может быть значительной) преобладают процессы, в первую очередь связанные с биогенным освоением различных частей береговой полосы [6]. При изменениях уровня моря разные биоценозы трансформируются по-разному, что обуславливает существенные различия в динамике развития геосистем этого участка берега. Непосредственно размыв или рост берегов здесь практически отсутствует. В устьях рек с большим количеством наносов при контрастных изменениях уровня моря, процессы формирования и перестройки геосистем отличаются максимальной скоростью. В частности в устье р. Малый Самур (современного основного устья р.Самур), между 2000 и 2012 годами лопасть дельты выдвинулась в море более чем на 600м и в ширину более чем на 2000м. При этом образовался полуостров с системой из двух внутренних кос (фиксирующих этапы роста аккумулятивного тела за это время). При этом аналогичные по размерам аккумулятивные тела у устья Большого Самура, после его отмирания в конце 20 века, к настоящему времени практически полностью смыты. Большой скоростью формирования отличается и дельтовая лопасть р. Новый Терек, которая образовалась в 1980-1990 годы, несмотря на подъем уровня моря и значительный размыв наносов лопасти. К настоящему времени имеет длину более 2км и ширину более 6км. Однако лопастная дельта р.Сулак, за последние десятилетия, практически не изменилась, здесь на наиболее выдвинутых участках произошел размыв берега, а в краевых частях лопасти (в зоне ее сочленения с Аграханским полуостровом) произошло наращивание мощностей кос. Вероятно, схожая динамика будет характерна и для относительно молодых форм у устьев рек Терек и Самур.

На участках развития крупных аккумулятивных береговых форм в Приморской низменности (восток Дагестана), в 21 веке наблюдаются контрастные изменения. В частности для участков примыкающих к мысу Турали произошло наращивание площади суши полосой в 200-300м, с удалением от мыса, наблюдаются размывы берега в полосе 50-90м. В южной части Туралинского участка (вплоть до зоны развития оползней) произошло расширение пляжевой зоны в виде причленения полосы шириной в 20-30м. На этом же участке произошло радикальное сокращение площади лагун, к 2013 году сохранилось менее 10% их водной поверхности. В зоне между Махачкалой и Каспийском наблюдается значительный размыв южного участка (полоса шириной 70-90м) и миграция берегового вала в сторону лагуны. В то же время в северной части этой зоны наблюдается значительная аккумуляция и рост пляжей на сопоставимую

величину. Вдоль всей этой зоны также наблюдается сокращение площади водной поверхности лагун на 70-80%. Освободившиеся от воды участки в лагунах занимают соровые солончаки.

В городской черте Каспийска и Махачкалы (в первое десятилетие 21 века) в зоне влияния береговых сооружений произошли относительно небольшие изменения. В черте Махачкалы существенных изменений береговой зоны не зафиксировано. Здесь были проведены крупные работы по расширению территории порта. Вне зон техногенной трансформации, в следствии падения уровня моря в 21 веке обнажились скальные гряды в различных частях берега. Произошли небольшие изменения аккумулятивных форм рельефа на данном участке. В частности сформировался пляж шириной 120м к югу от мола Каспийского порта. Характерно, что размеры пляжа к северу от порта не изменились.

На участке между Избербашем и Каякентом произошло расширение пляжевой полосы на 20-30м, во многом развитие берега здесь было аналогично югу Туралинского участка. На протяжении большей части берега Терекемейской равнины пляжевая зона практически не изменилась.

На Дербентском участке (как и на Избербашском участке) в зоне выходов устойчивых пород известняков и песчаников изменения незначительные. Южнее, в зоне развития песчаных отложений произошел размыв пляжа полосой в 20-40м. Южнее русла реки Рубас наблюдается расширение пляжей на 15-90м (увеличение на юг в сторону современной лопасти р.Малый Самур). К югу от этой лопасти (включая участок впадения р.Большой Самур) произошел размыв берега полосой в 60-90м. На крайнем юге (до границы с Республикой Азербайджан) произошло расширение пляжевой полосы на 20-40м

Таким образом, вдоль берега сформировалось большое количество участков с контрастным направлением развития экзогенных процессов, что существенно отличается от выводов, полученных для периода подъема уровня моря [10].

**Изменения на морских равнинах Прикаспийской низменности.** Согласно разработанной ранее схеме районирования низменности [1, 3], различные участки трансформируются в следствии падения уровня моря в разной степени. Геосистемы Верхнего и Среднего районов практически не подвержены изменениям. В ландшафтах Нижнего района (ниже изолинии -20м) наблюдаются дифференцированные изменения. Для северной части Дагестана наблюдается падение уровня грунтовых вод со связанным комплексом изменений, наиболее ярко проявляющееся в гидроморфных ландшафтах.

Для восточной части Дагестана (в зоне развития береговых уступов внутри новокаспийской морской равнины) изменения в различных частях будут контрастно отличаться. В частности для геосистем выше -24м, значимые изменения отсутствуют. Для геосистем молодых участков (обнажившихся в XX в.), происходит резкое сокращение болотной растительности лагун и ее замещение соровыми солончаками. Значительно возросла площадь открытых песчаных массивов вдоль морской осушки. Участки между лагунами и уступами высоких террас новокаспийского возраста рассоляются. При этом, согласно нашим предварительным данным, происходящие в этих геосистемах ландшафтно-геохимические изменения существенно отличаются от ранее установленных изменений в период падения уровня моря в середине XX в. [5, 10]. Это связано с различиями первоначального состояния геосистем региона до однотипных изменений уровня моря в начале-середине 20в. и в начале 21в. соответственно.

Одним из последствий падения уровня Каспийского моря в 21 веке стала резкая перестройка геохимических условий в осушающихся лагунах и импульсные изменения миграционной способности различных элементов, накопленных ранее в почвах лагун и сопредельных участков. Соответственно значительные количества элементов (в

первую очередь тяжелых металлов) выносятся из этих геосистем и поступают в морскую воду. Однако в связи с кратковременностью активной фазы падения уровня моря (порядка 5 лет) последствия таких изменений не изучались.

Отмеченные выше особенности контрастных изменений различных геосистем береговой зоны, обусловленные падением уровня моря, показывают значительную неоднородность этой зоны. Однако, выделенные нами комплексы геосистем на отдельных участках береговой зоны показывают значительную общность в характере изменений, что связано с общностью их генезиса, современного состояния и развития в будущем.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № РФФИ 12-05-31460 мол-а*

#### **Литература**

1. *Идрисов И.А.* Ландшафтно-геохимические особенности Приморской зоны Дагестана, Дисс.канд.геогр.наук. М., 2006. 164с.
2. *Идрисов И.А.* Особенности формирования рельефа Северного Дагестана //Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. №2. 2011. С.102-107.
3. *Идрисов И.А.* О Структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности. Аридные экосистемы. №1. 2013. С.36-43.
4. *Идрисов И.А.* Голоценовые террасы Дагестана. Известия ДГПУ //Естественные и точные науки. №4. 2012. С.102-107.
5. *Касатенкова М.С.*, Геохимическая структура и эволюция лагунно-маршевых ландшафтов Западного Прикаспия. Автореф...дисс.канд.геогр.наук. М., 2011. С.25.
6. *Кравцова В.И., Лукьянова С.А.*, Изменения береговой зоны Калмыцкого побережья Каспия за период современного подъема уровня моря //Геоморфология, №1, 2012. С.60-71.
7. *Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В.* Современное состояние Каспийского моря. М.: Наука, 2005. 356с.
8. *Рычагов Г.И.*, Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 268с.
9. *Свиточ А.А., Селиванова А.О., Янина Т.А.* Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья. К XV конгрессу INQUA. М., 1998. 291с.
10. *Юсуфов С.К.* Ландшафтная структура и экология Дагестанского шельфа Каспийского моря. Махачкала, 2006. 198с.
11. *Янина Т.А.* Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
12. *Croonenberg S., Dating Caspian sea-level change.* М., 2007. 49р.

## **ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРУПНЫХ ОПОЛЗНЕЙ ДАГЕСТАНА**

*Идрисов И.А., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г.*

*Институт геологии ДНЦ РАН, Дагестанский государственный университет*

*Аннотация* Восточный Кавказ (Дагестан) отличается широким распространением оползней. Разнообразие развитых в регионе крупных оползней и значительная активизация их образования в последнее время позволяет сделать ряд значимых выводов об особенностях генезиса подобных оползней в конкретных природных условиях региона. Формирование крупных и сверхкрупных оползней региона может происходить вне связи с сейсмическими процессами.

*Ключевые слова* геоморфология, палеогеография, неотектоника, оползни, Кавказ

Восточный Кавказ (Дагестан) отличается интенсивностью и разнообразием экзогенных процессов. Для отдельных участков региона вероятны резкие катастрофические процессы переформирования рельефа, причины которых могут быть различными (Ализаде, Тарихазер, 2012). Среди причин большую роль играют нестационарные процессы (землетрясения, ливневые осадки, техногенное воздействие и др.). Общие особенности геосистем региона (напряженный характер дифференцированных неотектонических движений, специфическое сложение различными горными породами, молодость рельефа и значительное количество потенциальной энергии и др.) также способствуют высокой скорости их развития.

Одной из ярких особенностей экзогенных процессов региона является широкое развитие разнообразных оползневых процессов, в том числе крупных и сверхкрупных. В случае развития крупного оползня вероятно формирование запрудного озера.

Многочисленность запрудных озер в Дагестане (на разных стадиях развития) (Идрисов, Исаков, 2010) приводит к мысли, что условия для их образования здесь представлены широко и подобные процессы являются типичной особенностью его природы. Особую актуальность изучения оползней региона придает факт развития в регионе в течение 20-21 вв. нескольких крупных оползней объемами в миллионы кубометров.

В частности можно отметить формирование оползня с образованием запрудного озера на р.Дюльтычай после интенсивных осадков в июне 1905г. (Анохин, 1978), которое несколько раз прорывалось селевыми потоками и окончательно было спущено в июне 1966г.

К крупным оползням этого времени можно отнести активизацию древнего оползня в июле 1941г. на площади в несколько квадратных километров вдоль западной окраины сел. Чох (Эльдаров, 1991), которая к тому времени начала активно застраиваться. При том, что участок представлял собой древний оползень простиравшийся от эскарпа плато Турчидаг на несколько километров и который не застраивался в предшествующее время.

Одно из наиболее известных запрудных озер – Мочохское. Возникло осенью 1963 года в результате схода оползня. Оползень сошел в период интенсивных ливневых дождей, которые наблюдались летом и осенью 1963 года. В частности в июле 1963 года наблюдался самый высокий расход на ряде рек Дагестана (Физическая география Дагестана, 1996). В частности для реки Карасамур –  $89 \text{ м}^3$  в сек, для реки Казикумухское Койсу –  $129 \text{ м}^3$  в сек, для реки Аварское Койсу –  $686 \text{ м}^3$  в сек, наиболее показательна цифра  $2120 \text{ м}^3$  в сек – максимально замеренный за весь период инструментальных наблюдений сток реки Сулак, который также наблюдался в июле 1963г.

Хронологически близко к оползню 28.09.1963г. инструментально выявленных землетрясений в данном районе не было, ближайшие слабые землетрясения были 20-21.09.1963 года на расстоянии свыше 100 км от Мочохского оползня (Общий каталог..., 2007).

Тело оползня имеет длину 1,5 км, ширину до 1 км. Дистанция, пройденная оползнем превысила 3 км. Оползень сошел с левого борта долины реки Моджох (северного крыла Кванхидатльской антиклинали в сторону Буцринской синклинали, вдоль оси которой течет эта река), которую и перегородил. Длина озера свыше 1200 метров, глубина 50-60 метров, объем воды до 10 миллионов кубометров (Физическая..., 1996). Отложения подобных озер широко развиты в Дагестане и существенно затрудняют изучение речных террас региона (Идрисов, 2012).

В этом же 1963 году активизировалось несколько оползней в Табасаранском районе (Физическая..., 1996), в частности было полностью разрушено с.Вартатиль и пострадало с.Куркак. Эти оползни в дальнейшем активизировались после Дагестанского землетрясения 1970.

Активизация древнего оползня с развитием катастрофического оползня (по экономическому ущербу) произошла в феврале 1988 на северном склоне г.Тарки-Тау (пос.Кяхулай). Оползень развился после определенных климатических аномалий в предшествующий более чем полугодовой период (Абдулкеримов, Ревелис, 1989). После оползня весь поселок был переселен на новое место. К настоящему времени территория оползня 1988 вновь полностью застроена. Также интенсивно застроены и продолжают застраиваться и другие участки древних (времени максимума хвалынского этапа  $\approx 16$  тыс. л. н.) оползней вдоль склонов г.Тарки-Тау.

Относительно небольшим, но широко известным является активный оползень на юго-западе г.Буйнакск (рис.1). Размеры оползня 150 на 350. Объем немногим менее  $1 \text{ млн. м}^3$ . Оползень продвигается примерно на 10-15м в год в северо-западном направлении непосредственно на жилые кварталы и погребает в среднем 1 домохозяйство в год. При этом оползневой цирк растет, срывая все новые и новые массива грунта.

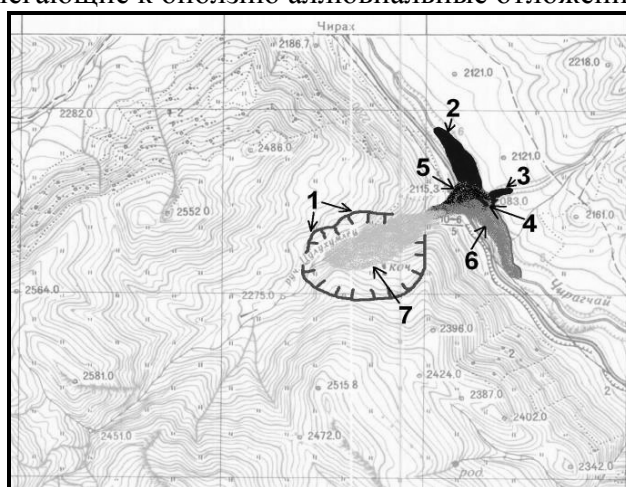
Крупный Чирагский оползень развился 25 марта 2010г., вследствие которого была запружена р.Чирагчай. В предшествующий период (январь-февраль 2010г.) выпадали обильные осадки, образовывалось множество оползней, селей и т.д. Мелкие и средние оползни сформировались в частности на юго-западных склонах г.Тарки-Тау. Многочисленные (десятки) мелкие оползни и оплывины также сформировались вдоль долины р.Чирахчай. Каких либо сейсмических событий в это время в регионе не наблюдалось.



Рис.1. Буйнакский оползень. Снимок Гуглёрз 27 июля 2011г.

Оползень сошел вдоль долины правого притока этой реки – ручья Цулухумлец. Местность сложена глинистыми сланцами и песчаниками средней юры. Характерно, что падение слоев направлено внутрь склона (на юго-запад) и сформировался довольно крутой уклон поверхности (около 30°) в слабо устойчивых глинистых сланцах. Долина реки заложена вдоль полосы развития глинистых сланцев и протягивается вдоль крыльев антиклинали на северо-востоке и синклинали на юго-западе. При прорезывании ручьем склона в результате обильного выпадения осадков и таяния снега произошло ослабление устойчивости массивов сланцев. Срыв оползня происходил в несколько этапов (предварительно трех). Следы этапов зафиксированы в серии крупных частей (блоков) в теле оползня.

Оползневой блок первого этапа имеет ширину около 250м, мощность до 10 метров, объем  $\approx 370$  тыс.м<sup>3</sup>. Блок полностью перегородил пойму реки, высота гребня этого блока соответствует уровню 1 н.п.т. (Идрисов, 2012). Непосредственно данный блок служит запрудой для сформировавшегося выше Чирагского озера (озеро 1). Длина озера порядка 500м, ширина до 200м, глубина  $\approx 10$ м. Высота уреза воды в озере 2095м. Сформировался эрозионный врез ниже этого озера. Характерно, что врез происходит не в тело оползня, а в прилегающие к оползню аллювиальные отложения.



- |                                    |                        |
|------------------------------------|------------------------|
| 1 – Границы срыва оползня;         | 5 – Оползневой блок 1; |
| 2 – Запрудное озеро 1 – Чирагское; | 6 – Оползневой блок 2; |
| 3 – Запрудное озеро 2;             | 7 – Оползневой блок 3. |
| 4 – Запрудное озеро 3;             |                        |

Рис. 2. Картограмма окрестностей запрудного озера Чираг.

После первого, сошел второй оползневой блок. В центральной части он практически пристыкован к первому блоку. Этот блок подпрудинил долину левого притока р. Чирагчай. В этой долине сформировалось озеро 2. Длина озера до 50м, ширина  $\approx 20$ м, глубина  $\approx 7$ м. Сток из этого озера длиной в несколько сотен метров. Также происходит размыв преимущественно аллювия 1 н.п.т. Ниже по долине второй блок отходит от первого, на расстояние  $\approx 20$ м, между этими блоками в теле оползня образовалось бессточное озеро (озеро 3). Длина до 25м, ширина и глубина  $\approx 5$  метров. Вода в озеро прозрачная и резко отличается от воды рек и других озер, в которых вода мутная и проточная. Вероятно, пополнение этого озера идет за счет фильтрации воды сквозь тело оползня. Второй блок имеет объем  $\approx 600$  тысяч  $\text{м}^3$ . Наибольшие отметки высоты этого блока превышают уровень 1 н.п.т на 3-5 метров. Также характерно, что этот блок продвинулся по пойме р. Чирагчай вниз по долине на 400м. В этой части блок представляет собой слой толщиной 2-3м.

Верхнюю часть оползня и пространство оползневого цирка заполнено оползневыми массами которые сошли в последнюю очередь. Примерный объем этого блока  $\approx 1000$  тыс. $\text{м}^3$ . Заметно, что на стенках отрыва цирка имеются крупные глубокие трещины, по которым будет происходить срыв оползневых блоков в дальнейшем. Сами стенки отрыва имеют вертикальную высоту до 10м. Перепад высот достигает 270м. Общий объем оползня на август 2010  $\approx 2$  млн. $\text{м}^3$ .



Рис. 3. Общий вид на Чирагский оползень (с центра на юго-запад). Заметен оползневой блок 3. Вдоль правого борта сохранился боковой оползневой вал. На заднем плане хр. Алахундаг со снежниками.



Рис. 5. Трещины бортового отпора и сколотые блоки. Левый борт Акушинского каньона.

В начале ноября (4-5) 2013г. сформировался оползень Шукты, перегородивший автодорогу Гапшима-Цудахар (в 2 км северо-западнее сел.Шукты). Оползень развился в известняках верхнего мела и продуктах их разрушения, на южном крыле Акушинской синклинали. Бровка оползневого цирка вдоль эскарпа на высотах более 2000м, нижняя часть оползня порядка 1600м. Ширина до 500м, мощность оползневых масс – первые десятки метров. Объем предварительно можно оценить до 5млн.м<sup>3</sup>. Каких либо сейсмических событий в период оползня не отмечено.

Относительно развития оползней в скальных породах (известняках верхнего мела) можно отметить следующее. Вдоль эскарпов таких пород во Внутригорном Дагестане практически повсеместно развиты трещины бортового отпора, вдоль которых скалываются узкие (1-5м) и протяженные (первые сотни метров) блоки, практически не связанные с основным массивом (рис.5). Сколотые блоки практически всегда разбиты множеством трещин. Обрушение таких блоков и формирование оползней лишь вопрос времени. Развитие трещин на значительном протяжении приводит к практически полному перехвату ими подземного стока, что при определенных условиях может приводить к развитию неустойчивости склона и его обрушению. Для подобных форм характерна неоднородность разрушения сколотых блоков и соответственно активизация и обрушение таких массивов будет неравномерным. На ранних стадиях возможно обрушение мелких фрагментов сколотых блоков. Это будет способствовать ослаблению устойчивости склона в целом и быстрой активизации крупных блоков с катастрофическим обрушением.

В связи с Дагестанским землетрясением 1970г. сформировалось несколько крупных оползней, в том числе сейсмодислокация в районе Ачи-су (Буйнакский р-н) (Общий каталог..., 2007).

Следует указать, что крупные оползни (Чох-1941г., Мочохский-1963, Кяхулай-1988г., Чирахчай-2010г., Шукты-2013г.) формировались вне какой либо связи с крупными сейсмическими событиями. Оползни Мочохский и Шукты формировались практически в однотипных природных условиях и отличаются лишь размерами. В целом заметно, что климатическая обусловленность оползней Восточного Кавказа в 20-21 вв. была доминирующей.

#### Литература

1. *Абдулкеримов Ш.Г., Ревелис И.Л.* Крупный оползень в поселке Кяхулай (1988). Труды Института геологии Дагестанского филиала АН СССР. Махачкала, 1989. С.110-115.
2. *Ализаде Э.К., Тарихазер С.А.* Некоторые характерные особенности экологии инженерно-геологической оценки северо-восточного склона Большого Кавказа (в пределах Азербайджана). Географический вестник. Пермь, 2012. №3. С.20-31.
3. *Анохин Г.И.* Восточный Кавказ. М., 1978. 184с.
4. *Идрисов И.А., Исаков С.И.* Распространение запрудных озер на территории Дагестана. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Вып. 56. Махачкала. 2010. С.136-138.
5. *Идрисов И.А.* Голоценовые террасы Дагестана. Известия ДГПУ. Естественные и точные науки. №4. 2012. С.102-107.
6. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Отв. ред. Р.А. Левкович. Махачкала. 2007. 394с.
7. Физическая география Дагестана. Отв.ред. Б.А.Акаев. М., 1996. 383с.
8. *Эльдаров М.Э.* Памятники природы Дагестана. Махачкала, 1991. 136с.



## Секция 2. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

### ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА МАЛЫХ ГЛУБИНАХ В ПРЕДЕЛАХ ДАГЕСТАНСКОГО СЕКТОРА ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА

*Шарафутдинов<sup>1</sup> В.Ф., Черкашин<sup>2</sup> В.И., Корост<sup>1</sup> С.Р., Исаева<sup>2</sup> Н.А.*

*1 – ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», 2 – Институт геологии ДНЦ РАН*

Дагестан является одним из старейших нефтегазодобывающих районов Северного Кавказа, однако освоенность углеводородных ресурсов остается здесь далеко не полностью реализованной. Исторически сложилось так, что основные направления геологоразведочных работ в пределах дагестанского сектора Терско-Каспийского передового прогиба в последние десятилетия традиционно связывались исключительно с глубокозалегающими мезозойскими отложениями. В результате возможные условия нефтегазоносности кайнозойской толщи пород не учитывались. В скважинах, бурящихся на мезозой, отложения обычно не опробовались, практически не отбирался керн, а отмечаемые во многих структурных и глубоких скважинах нефтегазопроявления относились к случайным явлениям. Таким образом, на сегодняшний день, комплекс кайнозойских отложений, который является нефтегазоносным на обширной территории юга России и прилегающих стран СНГ, на территории Дагестана хоть и пройден многочисленными скважинами и накоплен обширный материал, но остался без должного внимания и обобщения.

Интерес к отложениям кайнозойского комплекса объясняется рядом причин: во-первых, разведка глубокозалегающих горизонтов стала малоэффективной из-за больших затрат на бурение, во-вторых, кайнозойский комплекс является хорошо разбуренным, в-третьих, имеется обширный объем накопленной и необработанной геолого-геофизической информации. К тому же современные знания о процессах, происходящих в осадочном бассейне и новые взгляды на механизмы формирования осадочных толщ, позволяют положительно оценивать кайнозойский комплекс пород. Сейсморазведочные работы, проведенные в последнее время в пределах Сулакской впадины, отличаются лучшим качеством, что позволяет проводить более детальную корреляцию разрезов и по-новому взглянуть на строение осадочной толщи.

К таким перспективным регионально нефтегазоносным комплексам, характеризующимся неглубоким залеганием слоев в пределах Дагестанского сектора Терско-Каспийского передового прогиба относятся олигоцен-нижнемиоценовые отложения майкопа, среднемиоценовые караган-чокракские и плиоценовые отложения.

Вопросами изучения кайнозойских отложений занимались И.М. Губкин, Н.И. Андрусов, Н.С. Шатский, В.Д. Голубятников, Н.Б. Вассоевич, И.О. Брод, Н.Ю. Успенская, Б.А. Соколов, Ф.Г. Шарафутдинов и др., внесшие большой вклад в их изучение. Было бы не справедливо не упомянуть здесь, что большинство идей, которые сейчас развиваются относительно строения кайнозойского комплекса, были высказаны еще на заре изучения осадочного чехла всего Северокавказского региона. Однако в силу тех или иных причин были опровергнуты самими же учеными, либо попросту забыты. При современной оценке перспектив нефтегазоносности учитываются все основные критерии, определяющие формирование и сохранение залежей углеводородов.

*Майкопские отложения* Северного Кавказа сложены глинистыми образованиями морского генезиса, содержат ОВ преимущественно сапропелевого типа и характеризуются мощным нефтегазопроизводящим потенциалом [1].

Несмотря на многочисленные нефтегазопроявления вплоть до получения промышленных притоков, принято считать, что майкопская толща играет в основном роль региональной покрывки, экранирующей залежи нефти и газа в меловых отложениях. В целом, только в средней части этой мощной толщи глинистых пород, в муцидакальской свите, отмечаются пачки тонкого чередования алевролитов и глин. Для нижней части майкопской серии характерны многочисленные внутриформационные и межформационные перерывы и несогласия, включения на различных стратиграфических уровнях ископаемых глыб (олистолитов), формирующих миатлинскую олитостромовую толщу [3]. По данным полевых геологических исследований, олистолиты достигают гигантских размеров: 1000-4000 м в длину, 100-1500 м в ширину и 50-150 м в толщину, а объем до 100-900 млн.м<sup>3</sup>. Накопление в миатлинской свите таких осадков песчано-глинистого и глинисто-алевролитового составов, насыщенных олистостромами, связано с регрессией седиментационного бассейна, сопровождавшейся воздыманием области Известнякового Дагестана и интенсивным формированием передового прогиба.

В разрезе олистолиты образуют от одного до четырех стратифицированных горизонтов. По формам они представляют собой пластины, чаще всего залегающие согласно общему напластованию слоев. Олистолиты сложены трещиноватыми карбонатными породами хадумского горизонта, эоцен-палеоцена и реже верхнего мела, в которых отмечались при бурении структурных и глубоких скважин многочисленные признаки нефтегазоносности, поглощения и даже промышленные притоки нефти (скв. Шамхалбулак 6). Морфологические признаки гигантских олистолитов, соизмеримых с локальными структурами, определяют литологически замкнутый тип резервуаров, окруженных глинами. Генетических аналогов таких ловушек в известных классификациях нет, что позволяет прогнозировать особый (олистолитовый) тип природных резервуаров.

В связи с замкнутостью олистолитов, залежи нефти и газа в них могут быть выявлены в различных структурных условиях, а их гидродинамическая изолированность будет определять упругозамкнутый режим с аномально высоким пластовым давлением, присущим нижнемайкопским отложениям. Наиболее крупные из олистолитов закартированы геологосъемочными работами, а некоторые оконтурены при бурении скважин, в которых они надежно интерпретируются по диаграммам промыслово-геофизических исследований, что позволяет определять геологический возраст и литологический состав слагающих их пород.

Наряду с олистолитами карбонатных пород, в майкопской серии известны многочисленные нефтегазопроявления, связанные с особым (трещинно-жильным) типом нетрадиционных ловушек. Такие ловушки имеют узкие (от 0,3 до 1,5 км), но весьма протяженные формы и проникают на глубину до 1000-3000 м. Коллектором здесь служат перемятые, раздробленные и сильно трещиноватые аргиллитоподобные глины с прослоями сидеритов и мергелей. Последние обычно приурочены к зонам разрывных нарушений, обуславливающих раздробленность, тектоническую трещиноватость и в целом разуплотненность глин. Естественные нефтегазопроявления в глинах верхнего майкопа известны вдоль региональных надвигов: Гилянско-Салтабакского, Кизилбулакского, а также в зонах разрывов, осложняющих локальные структуры. При вскрытии верхнемайкопской глинистой толщи часто отмечаются интенсивные нефтегазопроявления, сопровождающиеся выбросами разгазированного бурового раствора с обильными пленками нефти. Так в скв. Карабудахкент 1 в интервале 694-730 м были вскрыты сильно перемятые глины верхнего майкопа, из которых при забое 712 м из скважины был выброшен весь буровой раствор, после чего началось фонтанирование безводной нефти с газом дебитом 45-48 м<sup>3</sup>/сут.

Формирование залежей нефти и газа в олистолитах и в зонах тектонических нарушений происходило в условиях миграции УВ из окружающих глинистых пород, характеризующихся реализованным высоким нефтегазопродуцирующим потенциалом.

**Среднемиоценовые отложения**, объединяющие тарханский, чокракский, караганский и конский горизонты, представлены чередованием глинистых и песчано-алевролитовых пород, формирование которых происходило в пределах мелководного и глубоководного шельфа, что привело к формированию мощных коллекторских толщ.

При проведении полевых геологических исследований в разрезе среднемиоценовых отложений, особенно в его нижней части, наблюдаются многочисленные и довольно крупные ископаемые линзы, глыбы, и даже целые пласты которые повсеместно сложены песчано-алевролитовыми осадками не только той же толщи, но и той же свиты, а то и пачки, в которой они находятся [2]. Олистолиты как правило очень крупные, они достигают более километра в длину и ширину и нескольких десятков метров по мощности. Сползая большими пластинами они претерпели сравнительно небольшие нарушения внутреннего строения. Такие оползневые тела часто залегают в глинах, образуя гидродинамически замкнутые или полузамкнутые резервуары и представляют наибольший интерес в нефтяной геологии.

Подводные оползни в среднем миоцене восточной части северного склона Кавказа развиты на очень большой площади, но особенно часто они наблюдаются в зоне, примыкающей к Дагестанскому клину и на северном борту Сулакской впадины, где они выявлены по результатам сейсморазведочных работ последних лет.

Примечательно, что многочисленные естественные нефтяные и газовые источники, описанные еще Н.Б. Вассоевичем [2], приурочены именно к нижнечокракским оползневым телам. Наиболее значительные нефтепроявления в чокракском горизонте Предгорного Дагестана отмечаются на реках Малый и Большой Ярыксу, в долинах р. Ямансу, Акташ, Шура-Озень, Сулак, и др., где оползневые тела залегают в виде закированных линз и пластов песчаников и алевролитов. Не исключено, что литологически-экранированная залежь на месторождении Тернаир, связана именно с телом оползня.

Благоприятные условия для формирования оползневых тел определяются палеогеографической ситуацией в регионе. Развитие среднемиоценового седиментационного бассейна происходило унаследовано от майкопского времени, когда Терско-Каспийский прогиб продолжал испытывать устойчивое погружение, а мегантиклинорий Большого Кавказа – воздымание. Широкое развитие в среднемиоценовом разрезе имеют нептунические дайки, которые являются одним из признаков палеосейсмичности. Результатом активной палеосейсмичности в регионе явилось преобладание гравитационных процессов на склонах, и как следствие формирование региональных и локальных зон выклинивания, а также переотложения и захоронения песчаных толщ, с образованием замкнутых и полузамкнутых песчаных тел.

Наблюдаемые в естественных обнажениях южного борта прогиба нептунические дайки и крупные олистолиты являются элементами одного парагенетического ряда склоновых процессов, что позволяет предполагать развитие в более погруженной части следующего элемента ряда – отложения турбидитов, содержащих в основании крупные пласты переотложенного песчаного материала.

На северном более пологом борту прогиба по данным сейсморазведочных работ наблюдается выклинивание нижнечокракских песчаных пластов (результат нивелировки недокомпенсированного майкопского седиментационного бассейна), которые также претерпели смещение по склону в результате действия сил гравитации. Другими словами, вдоль северного склона палеопрогиба возможно существование двух типов залежей: вдоль линии выклинивания песчаных пластов можно ожидать развитие стратиграфически экранированных залежей, а южнее литологически экранированных.

Помимо толщи глинистых пород майкопской серии с высоким нефтегазопроизводящим потенциалом, сами среднемиоценовые, верхнемиоценовые и плиоценовые отложения региона характеризуются благоприятными условиями для генезиса УВ. Однако, анализ моделей прогресса показывает, что наиболее молодыми породами, вступившими в основную зону нефтеобразования, являются караганчокракские отложения: в наиболее прогнутой юго-восточной части Терско-Сулакской впадины нефтегазоматеринские породы чокрака находятся в ГЗН начиная с четвертичного периода. Таким образом, с точки зрения прогноза фазового состояния углеводородов в возможных залежах неогена, весь интервал разреза выше караганчокракских отложений будет характеризоваться преимущественной сингенетической газоносностью [4, 5].

Среди отложений, представляющих интерес для поисков залежей газа, перспективными также видятся *отложения плиоцена*. Впервые на возможную их газоносность на территории Дагестана указал еще В.Д. Голубятников, обобщивший в 1933г. геологические сведения по артезианским скважинам, в которых были отмечены многочисленные проявления горючих газов.

О благоприятных коллекторских свойствах песчаных пород плиоцена свидетельствуют большие дебиты воды, полученные в Кизлярском и Тарумовском районах при испытании в геотермальных скважинах апшеронского яруса (от 1000 до 5300 м<sup>3</sup>/сут.), акчагыльского яруса (от 50 до 300 м<sup>3</sup>/сут.), а также континентальной толщи (от 300 до 2000 м<sup>3</sup>/сут.). Эффективная пористость песчано-алевролитовых пород-коллекторов достигает 25%. Песчано-алевролитовые пласты, слагающие природные резервуары, перекрываются и разделяются между собой пачками глин, обладающих удовлетворительными экранирующими свойствами. Кроме того, на многих площадях (Куруш, Кизляр, Болгарский Хутор и др.) при бурении скважин отмечались признаки газопроявления в виде разгазирования глинистого раствора, снижения его удельного веса и выделения пузырьков газа, приуроченные к отложениям от апшерона до «континентальной» толщи включительно, однако отложения так и не были испытаны.



Рис. 1. Схема распространения перспективных зон для поиска нетрадиционных залежей углеводородов.

Учитывая аналогию Терско-Каспийского передового прогиба с Западно-Кубанским, в пределах которого до последних лет на малых глубинах (800-1500 м) открываются в плиоценовых отложениях небольшие по запасам, но эффективно используемые газовые залежи, следует предположить возможность обнаружения газовых залежей приуроченных даже к малоамплитудным антиклинальным структурам.

Таким образом, можно констатировать, что история развития региона в кайнозой определила благоприятные условия для формирования залежей нетрадиционного типа. Обобщение обширного геолого-геофизического материала показало, что такими перспективными объектами являются крупные карбонатные олистолиты в миатлинской толще, и песчано-алевролитовые включения в среднем миоцене. Также прогнозируются нетрадиционные залежи нефти и газа в зонах разуплотненных глин верхнего майкопа, приуроченных к региональным надвигам. В разрезе плиоцена перспективными видятся недоразведанные антиклинальные структуры. Анализ данных позволил оконтурить наиболее перспективные зоны для каждого стратиграфического уровня, которые приведены на рисунке.

#### Литература

1. Соколов Б.А., Корчагина Ю.И., Мирзоева Д.А. Нефтегазонакопление и нефтегазообразование в Восточном Предкавказье. М.: «Наука», 1990, 206 с.
2. Геология и нефтегазоносность юга СССР // Тр. КЮГЭ (под. ред. И.О. Брода), выпуск № 3, Ленинград, 1959, 452 с.
3. Шарафутдинов В.Ф., Шарафутдинов Ф.Г., Магомедов А.Х. Геология и перспективы нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовых отложений Дагестана. Махачкала: Даг. кн. изд-во, 1999, 244 с.
4. Сабанаев К.А., Черкашин В.И. Оligоцен-нижнемиоценовый комплекс – мощный резерв увеличения нефтедобычи в Восточном Предкавказье (на примере Предгорного Дагестана) // Вестник Дагестанского научного центра, 2009, № 35, С. 5–10.
5. Даишдиев З.К., Гусейнов Н.М., Бариева Д.И. Основные направления геологоразведочных работ на нефть и газ на малых глубинах в плиоценовых отложениях Восточной части Предкавказья // в сб.: Региональная геология и нефтегазоносность Кавказа. Махачкала, 2012, выпуск № 58.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА В БАССЕЙНЕ

### Р. САМУР (МЕЖДУРЕЧЬЕ ДАККИЧАЙ-УСУХЧАЙ)

*Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А.*

*ОАО «Кавказгеолсъёмка», г. Эссентуки, Россия (fgugp@geolog.kmv.ru)*

Зарождение Большекавказского линиямента в составе Альпийско-Гималайского орогенного пояса связано с раскрытием лейас-ааленского бассейна, как северной ветви Тетиса. Седиментологическая и вулканопетрологическая модели бассейна генетически определяют его, как океанический тип с толеит-базальтоидной активной троговой зоной, несущей колчеданное оруденение и с бортовыми обрамлениями угленосных отложений с вулканитами изветково-щелочного ряда. Для лейас-ааленского комплекса Большого Кавказа характерно сочетание в одном и том же бассейне крупных колчеданных месторождений эндогенной природы и большого числа, но масштабно незначительных, угольных месторождений прибрежно-морской формации. Размещение обоих классов месторождений соподчинено с симметрично зональным строением палеобассейна. Элементами зональности последнего являются продольная осевая глубоководная впадина и обрамляющие её субконтинентально-шельфовые зоны. Литоформационное выполнение палеобассейна определяется как углеродистое сланцево-базальтоидное колчеданоносное в осевой части и существенно песчано-сланцевое угленосное с проявлениями известково-щелочного магматизма в зонах обрамления.

Формации осевой части слагают Приводораздельную металлогеническую зону Кавказа. Последняя выделена В.Б. Черницыным [1] 40 лет назад в границах нижне-среднеюрского геосинклинального рва по В.И. Смирнову [2]. Протяженность её оценивается в 700 км., а ширина составляет 15-25 км. Геолого-съёмочными, тематическими и научно-исследовательскими работами, проводимыми в течение 40 летнего периода, внутреннее строение отдельных сегментов Приводораздельной зоны значительно уточнено. В частности, авторами были проведены детальные работы в пределах Северо-Западного, Центрального и Восточного Кавказа. По данным предыдущих исследователей Приводораздельная металлогеническая зона на Северо-Западном Кавказе пространственно совпадает с Гойтхско-Ачишхинской зоной. Нашими работами установлено, что в состав Гойтхско-Ачишхинской зоны включались отложения трех структурно-фациальных единиц (СФЕ), имеющих различные разрезы и тектонические взаимоотношения. Это Псехако-Берёзовская, Гойтхская и Краснополянская СФЕ. [3] Лишь Псехако-Берёзовская СФЕ (чешуя, скиба) включает толеитовый магматизм и медно-колчеданное оруденение (рудопроявления Пслух, Аданге, Лаура и др.). В пределах Восточного Кавказа выделяются Мачхалор-Даккичайская и Казбегско-Лагодех-ская зоны, при этом продукты толеитового магматизма отмечаются в первой из них.

В 1979-1982 годах мы выполняли работы по теме «Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Приводораздельной зоны Восточного Кавказа (Ахтычайский район)». Фактический материал полученный по указанной тематике является основой настоящей статьи.

На исследованной территории северной границей зоны Главного хребта является Ахтычайский разлом, отделяющий её от Бежетинской депрессии и зоны Бокового хребта (рис.1.). Южной границей принят контакт с позднеюрскими-меловыми отложениями.

В пределах позднеальпийской структуры зоны Главного хребта выделяются условно два сегмента: Гутонский (западный) и Усучайский, которые различаются мощностями и составом разрезов, магматизмом и разделены между собой Хурайским разломом. В свою очередь сегменты состоят из ряда тектонически изолированных друг от друга СФЕ (чешуй, скиб).



Гутонский сегмент включает две СФЕ – Даккичайскую и Халахельскую, контактирующих по Диндидагскому разрыву. Комплекс отложений слагающий Даккичайскую СФЕ, подразделяется (снизу в верх) на даккичайскую эффузивно-глинистую и муалличайскую эффузивно-песчаниковую свиты и коледжскую толщу, выполненную переслаиванием аргиллитов, алевролитов, реже песчаников. Эффузивы свит представлены миндалекаменными спилитами с подушечной либо шаровой

отдельностью. Мощность их в отдельных разрезах достигает 80 м. Еще одной особенностью свит является широкое распространение силлов диабазов. Песчаники СФЕ, в основном, турбидитного происхождения. Возраст характеризуемой стратиграфической колонны принят условно как плинсбах-ааленский, мощность её составляет более 2000 м.

Халахельская СФЕ представлена вулканогенно-осадочным комплексом халахельской толщи внизу и флишеподобным переслаиванием артиллитов и песчаников амагматичной таличайской толщи. Разрез халахельской толщи отчетливо разделяется на три пачки. Нижняя вулканогенная мощностью 720 м. (стратотипический разрез описан в районе перевала Коледжского). Сложена двумя горизонтами шаровых лав, разделенных аргиллитами. Суммарная мощность покровов достигает 570 м. Средняя терригенная пачка мощностью 190 м. представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников. Верхнюю вулканогенную мощностью 760 м., (стратотипический разрез пачки описан в районе Диндидагского перевала) состоит из трех частей: нижней-спилитовой – 206 м., средней-терригенной – 54 м. и верхней-спилитовой – 500 м.

В составе Усучайского сегмента нами откартированы Кызылдеринская, Вагакамская и Диндичай-Мазинская структурно-формационные единицы, слагающие тектонические скибы (чешуи, пластины). Первая из них представлена одноименной существенно глинистой толщей, включающей медно-колчеданное месторождение. Ограничена она с севера от Бежитинской депрессии нарушениями, входящими в систему Ахтычайского разлома, а с юга Среднегдымским разрывом, который отделяет её от Вагакамской скибы. Вещественный состав последней представлен чередованием аргиллитов и алевролитов и включается в одноименную толщу.

В составе Диндичай – Мазинской СФЕ выделяются пять свит (снизу-вверх): аташкаинская (песчано-глинистая), диндичайская (глинистая), зурунчайская (тонкий терригенный флиш), гдымская (грубый терригенный флиш) и бэульская (тонкий карбонатно-терригенный флиш). Возраст разреза обосновывается фаунистически как верхнетюрко-батский.

Анализируя формационный состав отложений, слагающих Усучайский сегмент можно сделать вывод, что к собственно осевому трогу (Приводораздельной зоне) следует относить только Кызылдеринскую и Вагакамскую СФЕ. Осадки же Диндичай-Мазинской СФЕ, скорее всего, накапливались у подножья южного континентального склона лейас-ааленского палео бассейна.

#### Литература

1. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М. Из-во «Недра», 1973, 254 С.
2. *Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей – В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых. М. Из-во АН СССР, 1962, с 17-81.
3. *Пруцкий Н.И.* Стратиграфия, формационный состав и рудоносность нижне-среднеюрских отложений Приводораздельной зоны Северо-Западного Кавказа. Автореферат диссертации к. г-м.н. Тбилиси, 1984, 24 С.

### ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Энна Н.Л., Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И.*

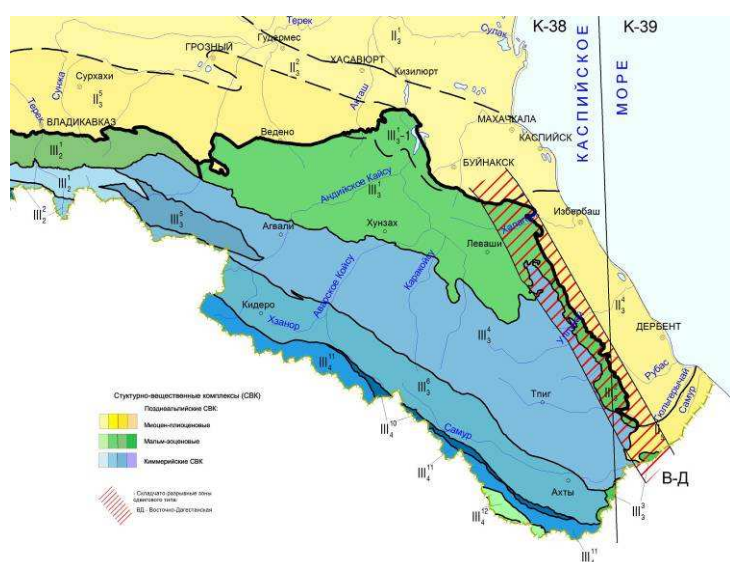
*ОАО «Кавказгеолсъемка», г. Ессентуки, Россия. (enna@geolog.kmv.ru)*

Тектоническая изученность Восточного Кавказа, как и в целом Северо-Кавказского региона, определяется качеством имеющейся геологической основы, составленной на его территорию в разные годы. В первой половине двадцатого столетия составление сводных и обзорных карт геологического содержания масштабов 1:1000000 - 1:500000 для Северного Кавказа, включая тектоническую карту, проводилось преимущественно ВСЕГЕИ (Ренгартен В.П., Варданянц Л.А., Голубятников В.Д. и др.). В 40 - 60-е годы представления о тектонике Большого Кавказа были подчинены геосинклинальному учению (В.В. Белоусов, А.А. Сорский,



В.Н. Шолпо, Е.Е. Милановский, К.Н. Паффенгольц и др.). Новые данные по палеомагнетизму и сейсмичности Кавказского и смежных с ним регионов, а также новые структурно-геологические и историко-геологические материалы, полученные в 70-е и 80-е годы, стали основой для разработки мобилистских кинематических моделей строения и развития Большого Кавказа (В.Е. Хаин, А.Л. Книппер, М.Г. Ломизе, И.П. Гамкрелидзе, Ш.А. Адамия, Л.П. Зоненшайн, С.А. Ушаков и др.). Одной из последних тектонических карт Северного Кавказа масштаба 1:1000 000, не потерявшей актуальности и сегодня, является карта подготовленная в 1999 году Г.И. Барановым, И.И. Грековым и др. в рамках Геологического Атласа Северного Кавказа [4]. К настоящему времени территория Восточного Кавказа обеспечена современной мелкомасштабной геологической основой масштаба 1:1 000 000, в 2005 году подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-1000 третьего поколения листа L-38, а в 2009 – комплект листов К-37, К-38 и К-39, изданных в 2011 году [1, 2]. Геологическим картографированием масштаба 1:200 000 первого поколения охвачена вся территория Восточного Кавказа, однако в настоящее время эта геологическая основа устарела и не пригодна для использования. Современная среднемасштабная геологическая основа для данного региона отсутствует.

В 2012 году Институтом геологии ДНЦ РАН была подготовлена Тектоническая карта Дагестана масштаба 1:500000 с объяснительной запиской под редакцией Ю.Г. Леонова [5]. В 2013 году ОАО «Кавказгеолсъемка» подготовило авторский вариант Тектонической карты Северного Кавказа масштаба 1:500000, который базируется на материалах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1:200000, проводимых с середины девяностых годов прошлого столетия в рамках Государственной программы обновления среднемасштабной геологической основы территории России. В качестве основного тектонического подразделения при подготовке карты был использован, в соответствии с рекомендациями «Методического руководства..., 2010» [3], «структурно-вещественный» или геодинамический комплекс (СВК), объединяющий группы формаций, образованных в сходных палеогеодинамических обстановках.



$II_3$  – Терско-Каспийский краевой прогиб.  $III_1$  – Терско-Сулакская зона локальных впадин и поднятий.  $III_2$  – Терско-Сунженская зона осевой складчатости.  $III_4$  – Избербаш-Дербентская складчатая зона.  $III_5$  – Предгорная зона локальных впадин.  $II_5$  – Кусаро-Дивичинский прогиб.  $III_2$  – Складчато-глыбовое сооружение Центрального Кавказа.  $III_1$  – Моноклираль Скалистого хребта.  $III_3$  – Дигоро-Осетинская тектоническая зона.  $III_4$  – Адайхох-Дарьяльская тектоническая зона.  $III_3$  – Складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа.  $III_1$  – Зона Известнякового Дагестана (1-Дагестанский клин).  $III_2$  – Восточно-Дагестанская моноклираль.  $III_3$  – Шахдагская моноклираль.  $III_4$  – Агвали-Хивская зона.  $III_5$  – Шаро-Аргунская зона.  $III_6$  – Зона Бокового хребта и Бежитинская.  $III_4$  – Складчатые зоны Восточного Кавказа.  $III_{10}$  – Мачхалор-Дакичайская зона.  $III_{11}$  – Казбекско-Лагодехская зона.  $III_{12}$  – Закалато-Ковдагская зона.

Рис. 1. Схема тектонического районирования Восточного Кавказа.



Так, в пределах Восточного Кавказа СВК альпийского структурного этажа объединяют формации синколизонных краевых прогибов, континентального и островного шельфа, задуговых флишевых бассейнов. СВК киммерийского структурного этажа включают формации внешнего и внутреннего континентального шельфа, континентального склона, глубоководной части рифтогенного бассейна и островного шельфа.

Территория Восточного Кавказа охватывает несколько различных по истории геологического развития геотектонических элементов, в том числе (с севера на юг): Терско-Каспийский краевой прогиб, складчато-глыбовое поднятие и складчатые зоны Восточного Кавказа (рис. 1). Восточно-Дагестанская складчато-разрывная зона отделяет орогенное сооружение Большого Кавказа от впадины Каспийского моря.

*Терско-Каспийский краевой прогиб* протягивается более чем на 400 км от г.Нальчик в акваторию Каспия. В Терско-Каспийском краевом прогибе доюрский фундамент погружен на глубину до 16 км. Прогиб резко асимметричен, его северный, более пологий, борт погружается на юг с градиентом 20-30 м/км, южный же имеет крутизну не менее 100-150 м/км. В пределах прогиба выделяются Терско-Сулакская зона локальных впадин и поднятий (на северо-востоке), Терско-Сунженская зона осевой складчатости, Предгорная зона локальных впадин (на юге), Избербаш-Дербентская складчатая зона (на востоке). На крайнем юго-востоке отмечается фрагмент Кусаро-Дивичинского прогиба.

*Складчато-глыбовое поднятие Восточного Кавказа* (СГПВК) наблюдается к востоку от р. Асса до побережья Каспия и представляет собой перекрытое мезозойским складчатым чехлом поднятие с отметками до 3,5 – 4 км. В осадочном чехле СГПВК по степени дислоцированности и литологическому составу толщ выделяются тектонические зоны, сложенные малым-эоценовыми образованиями – зона Известнякового Дагестана, Восточно-Дагестанская и Шахдагская моноклинали, и зоны сложенные ниже- среднеюрскими образованиями – Агвали-Хивская, Шаро-Аргунская и неразделенные Бокового хребта и Бежитинская. Характерной особенностью тектонических зон является постепенное усложнение складчатой структуры толщ от штамповой и коробчатой в первой из зон, к изоклиальной, осложненной системой взбросов и надвигов с южной вергентностью в последней.

*Зона Известнякового Дагестана* охватывает северо-восточное крыло поднятия и сложена терригенно-карбонатными осадками поздней юры, мела и палеоцен-эоцена мощностью до 5 км. От расположенных севернее структур Терско-Каспийского прогиба отличается складчатым строением, основу которого составляют коробчатые иногда асимметричные или с опрокинутыми крыльями антиклинальные складки значительной протяженности (до 60 км). В ядрах некоторых из них на дневную поверхность выведены толщи киммерийского структурного комплекса. Разделяющие синклинали представляют собой крупные плоскодонные мульды, заполненные образованиями мела и реже палеоцен-эоцена. Зеркало складчатости погружается на север, в сторону краевых прогибов. По внешней северной и северо-восточной периферии зона ограничена подошвой олигоцен-нижнемиоценовых осадков. Ориентировка этой границы придавала зоне клиновидную форму и обособлению в северо-восточной ее части структуры Дагестанского клина. На западном его фланге складки имеют субширотное простирание, тогда как к юго-востоку от р.Сулак – северо-западное. Кроме того, зона Дагестанского клина осложнена северо-западными и субширотными вертикальными флексурно-разрывными зонами, сочетание которых реализовано в возникновении на острие клина Буйнакской ступени, заполненной образованиями палеоцена и эоцена.

*Восточно-Дагестанская моноклираль* слагает восточное периклиальное замыкание складчато-глыбового поднятия Восточного-Кавказа. Внутренняя структура характеризуется пологими 10 – 20, до 25° залеганиями с падением на ВСВ.

Позднеюрско-эоценовый комплекс сорван с киммерийского основания, максимума масштабы срыва достигают на северо-восточном склоне Джуфидагского антиклинория, где на толщи средней юры тектонически налегают отложения апт-альба. Не исключено, что здесь мы имеем дело с разрывным нарушением листрического типа, сформированного на фоне восходящих движений Восточно-Кавказского складчато-глыбового поднятия.

*Шахдагская моноклираль* заходит на российскую территорию своим северо-западным флангом в правом борту долины р. Самур. Сложена верхнеюрскими карбонатными лагунными и рифогенными отложениями, перекрытыми доломито-известняковой и терригенно-карбонатной нижнемеловыми толщами (более 500 м). Моноклираль полого (под углами 3-7°) падает на юго-восток и местами осложнена срывами и мелкими (20-40 м) коробчатыми складками.

*Агвали-Хивская складчатая зона* протягивается от Зоны Известнякового Дагестана на севере до Зоны Бокового хребта на юге. Она сложена нижне-среднеюрскими существенно песчанистыми осадками мелководного шельфа. На юго-западе зона ограничена Пуйским и Гиндино-Кейдынским разломами. Мощность разреза от байоса до плинсбах составляет на западе зоны – более 9 км, на востоке до 9,7 км, в южной части – более 11 км. В структурном отношении Агвали-Хивская складчатая зона неоднородна. В её пределах отчетливо устанавливается усложнение внутренней структуры к югу, по мере приближения к зоне Бокового хребта. В целом, для ее южной части характерна линейная складчатость, осложненная серией южно-вергентных разрывных нарушений взбросо-надвигового типа. В северо-восточном направлении складчатость упрощается и замещается зоной развития складок коробчатого типа, а затем моноклиралью, погружающейся под отложения верхней юры-мела.

*Шаро-Аргунская тектоническая зона* с востока примыкает к Агвали-Хивской, расположена в верховьях рр. Аргун, Шаро-Аргун на стыке тектонических зон Агвали-Хивской, Бокового хребта и Дигоро-Осетинской. Зона выполнена нижнеюрскими песчано-глинистыми амагматичными образованиями мощностью около 6000 м. По ориентировке структур, литологическому составу и мощности осадков эта зона близка тектонической зоне Бокового хребта, но резко отличается от субширотной магматически активной Дигоро-Осетинской. Изменение ориентировки Шаро-Аргунской зоны предположительно связано с тектонической обособленностью Восточно-Кавказского сегмента Большого Кавказа в целом, и с развитием в зоне его сопряжения с Ардонским перешейком, диагональной (север-северо-западной) складчато-разрывной зоны. Внутренняя структура Шаро-Аргунской зоны характеризуется широким развитием симметричной или слегка опрокинутой на север складчатости с размахом структур от 0,5 до 1-2 км и углами падения от 40-55 до 85°. С севера и с юга зона ограничена разломами с амплитудой до первых сотен метров.

*Тектоническая зона Бокового хребта* является продолжением горст-антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа и расположена в междуречье Андийское Койсу – Самур. В ее пределах обнажены песчано-глинистые осадки нижне-среднеюрского возраста. В качестве граничных нарушений здесь выступают Пуйский на северном фланге зоны и Адайком-Казбегский на юге. На западном фланге зона сложена аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников плинсбах-тоарского возраста (до 5800 м), в центральной части – ааленскими вулканогенно-терригенными образованиями (более 3300 м) и терригенными плинсбах-тоарскими (около 4500 м). На восточном фланге наблюдаются преимущественно терригенные тоар-ааленские образования (более 4000 м). Западнее Аварского Койсу зона представляет собой веерообразное горстовое поднятие, структурной основой которой являются система сжатых и изоклинальных складок южной (на юге) и северной (на севере) вергентности. На этом отрезке горст-антиклинорий Бокового хребта системой продольных

нарушений расчленён на ряд продольных блоков, ступенчато погружающихся в сторону смежных тектонических зон (Агвали-Хивской и Бежитинской). Восточнее Аварского Койсу антиклинорий испытывает погружение, благодаря чему здесь появляются более молодые (до аалена включительно) и менее дислоцированные отложения. Сжатые и изоклиальные складки уступают место более спокойным. Разрывные нарушения здесь также характерны для осевой части антиклинория. Они расчленяют тектоническую зону на ряд продольных блоков. *Бежитинская тектоническая зона* подстраивает зону Бокового хребта с юга и представляет собой узкий (не более 10-12 км) грабен-синклинорий, заполненный интенсивно дислоцированными субфлишевыми терригенными амагматичными осадками тоар-ааленского возраста. С севера она ограничена Адайком-Казбегским (Тляротинским), а с юга – Ахтычайским разломами взбросо-надвигового (поддвигового) типа. Ориентированный в северо-западном направлении грабен-синклинорий протягивается от бассейна р. Аргун до верховий Самура, где постепенно выклинивается. Породы собраны в многочисленные крутые или изоклиальные складки северо-западного простирания, осложненные продольными разрывными нарушениями южной вергентности. В верховьях Аварского Койсу на фоне устойчивого северо-западного простирания отмечается субширотный коленообразный изгиб зоны (вертикальная флексура) общей протяженностью до 15 км, связанный с развитием здесь разрывных нарушений север-северо-восточного и субширотного простирания.

**Складчатые зоны** представляет собой сложно дислоцированные, расчешуенные осадочные или вулканогенно-осадочные литодинамические комплексы, сформировавшиеся в глубоких прогибах. Раннеальпийские (киммерийские) складчатые зоны представлены ниже-среднеюрскими вулканогенно-осадочными структурно-вещественными комплексами двух типов - терригенным с толеитовыми базальтоидами и терригенным с риолитами и их туфами, сформированных в условиях осевой части рифтогенного бассейна (первый) и его приконтинентальной части (второй). В целом, киммерийские складчатые зоны представляют собой систему сложноскладчатых тектонических чешуй, круто (50-60°) погружающихся под Ахтычайский разлом (корневая зона чешуй). Позднеальпийские складчатые зоны сложены мальм-эоценовыми флишевыми и субфлишевыми образованиями. Для них характерны линейная складчатость с высоким коэффициентом сокращения поперечного сечения (до килевидной), обилие надвигов и сдвигов с отчетливой южной вергентностью. Все свидетельствует о типичной обстановке аккреции, вызванной пододвиганием Закавказской плиты под Скифскую.

В пределах Восточного Кавказа раннеальпийские складчатые зоны представлены Мачхалор-Даккичайской и Казбегско-Лагодехской зонами, позднеальпийские - Закатало-Ковдагской зоной.

*Мачхалор-Даккичайская складчатая зона* в виде узкого, не более 2-5 км, тектонически ограниченного блока размещается между зоной Бокового хребта с севера и Казбегско-Лагодехской с юга, выклиниваясь как к северо-западу, так и к юго-востоку. Представлена лейас-ааленскими образованиями осевой части юрского рифтогенного бассейна (более 3745 м), представленные глинистыми осадками с широким развитием вулканогенных пород основного состава, которые по петрологическим и геохимическим характеристикам относятся, большей частью, к толеитам. Горизонты базальтов и спилитов с подушечной отдельностью и миндалекаменным строением. Наибольшее количество покровов спилитов отмечается в восточной части зоны - от р. Аттагай на западе до Диндидагского перевала на востоке. Слагающие зону толщи смяты в изоклиальные складки южной на юге и северной на севере вергентности и осложнены многочисленными разрывами взбросового типа, определяя, в целом, ее чешуйчатое строение. Детально строение зоны описано в другой статье сборника.

*Казбегско-Лагодехская складчатая зона* наблюдается в пределах южного склона Центрального и Восточного Кавказа и характеризуется развитием морских песчано-глинистых отложений (тоар-байос), сформировавшихся в условиях островного шельфа, непрерывностью и относительно плохой стратификацией разреза, а так же практически полным отсутствием продуктов эффузивного вулканизма основного состава. Продольными разломами складчатая зона расчленена на целый ряд продольных узких тектонических блоков

*Закатало-Ковдагская складчатая зона* на российскую территорию заходит в верховьях р. Ахтычай на юго-востоке Восточного Кавказа, соответствует восточной части флишевого прогиба и имеет основное распространение на территории Азербайджана. Верхнеюрские – нижнемеловые отложения, развитые в пределах зоны, представлены субфлишевыми карбонатными породами верхней юры – мела (до 1500 м), развитыми в пределах субширотных тектонических пластин (до 1,5 км). Северным ограничением зоны служит Синабидагский разлом сбросового типа, отделяющий флишевую зону от Казбегско-Лагодехской. Описываемая структура представляет собой моновергентную сжатую систему складок и взбросов, сформированных в условиях общего субмеридионального фронтального сжатия. Для нее характерны кливаж, выжатые покровы (за пределами России), широкое развитие продольных взбросо-сдвигов и сопряженных с ними линейных симметричных или опрокинутых на юг складок. Реже встречаются диагонально-сдвиговые разрывные нарушения северо-восточной ориентировки.

#### Литература

1. *Лаврищев В.А., Греков И.И., Семенов В.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Скифская серия. Лист L-38 - Пятигорск. Объяснительная записка. – СПб. Карг. фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 420 с.

2. *Лаврищев В.А., Шейков А.А., Андреев В.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Скифская серия. Лист K-37 (Сочи), K-38, K-39. Объяснительная записка. – СПб. Карг. фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 431с.

3. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второго издания). — СПб. 2010. 164 с. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ»).

4. *Пруцкий Н.И., Греков И.И., Баранов Г.И., Энна Н.Л.* Геология и минерагения Северного Кавказа – современное состояние (Геологический атлас Северного Кавказа м-ба 1 000 000). В сб.: Региональная геология и металлогения. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2005, №25, с. 27-38.

5. Труды института геологии ДНЦ РАН / Институт геологии Вып. 60: Тектоника Дагестана (объяснительная записка) – Отв. ред. Леонов Ю.Г. - Махачкала, АЛЕФ (ИП Овчинников). 2012. 130 с.

## ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРЕДЕЛАХ КАСПИЙСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

*Сабанаев К.С.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

*Аннотация.* Каспийский мегабассейн, хотя у всех на слуху, но не имеет жестких географических границ, поэтому автором с учетом особенностей геологического строения, истории развития и других геодинамических процессов, полученных в последние 20 лет разработана схема геотектонического районирования этой территории, обозначены географические границы и по новому оценены перспективы нефтегазоносности.

*Ключевые слова:* геоструктурные элементы, очаг генерации, Южно-Каспийская впадина, Терско-Каспийский передовой прогиб, нефть, газ, ресурсы УВ, запасы, миграция, палеозой, мезозой, фундамент, месторождение, залежь.

Каспийский мегабассейн охватывает западную часть Северного, Среднего, Южного Каспия, Западный Копет-Даг, Северный Иран, Апшеронско-Прибалханскую тектоническую зону, альпийское складчато-надвиговое сооружение Восточного Кавказа, представленный западным бортом Терско-Каспийского передового прогиба, Северо-Кавказский краевой массив, зону Передового хребта, южную часть Прикаспийской мегасинеклизы, кряж Карпинского, зону Манычских прогибов, Ставропольский свод, Западно-Ставропольскую и Восточно-Кубанскую впадины,

Азовский и Адыгейский выступы, Тимашевскую и Ногайскую ступени, Западно-Кубанский передовой прогиб, северную моноклираль Большого Кавказа, Прикумскую систему поднятий. (рис 1).

Южно-Каспийский бассейн представляет собой впадину, являющуюся самой прогнутой частью Каспия имеющую правильную форму. Максимальная глубина в центре котловины, окаймленная тонкой консолидированной корой (6-8 км), достигает 1010м. Из-за своего геолого-географического положения Южный Каспий является самым мощным очагом генерации УВ на стыке Эльбурса, Большого Кавказа, Балхана и Талыша. Ловушки разных типов над очагом генерации, как обычно, заполнены УВ до замка, а избыточные объемы нефти и газа поступают в приподнятые участки по всей периферии котловины и в результате активной миграции создает единую флюидодинамическую систему Каспийского мегабассейна [7].

В северной части Южно-Каспийской впадины выявлена Прибалханско-Апшеронская антиклинальная зона, отделенная от Апшеронского порога Келькорским прогибом. Под углом к указанной зоне, располагается Кабыстано-Куринская зона поднятий к которой приурочены острова Бакинского архипелага. Юго-Восточнее Прибалханско-Апшеронской зоны поднятий расположена Гограньдаг- Окаремская зона поднятий, протягивающаяся на территорию Ирана. С юга и юго-запада к Южно-Каспийскому бассейну примыкают складчатые сооружения Эльбурса и Талыша, осложненные поперечными впадинами и глубинными разломами. Прогнозные ресурсы южно-Каспийской впадины оцениваются в 25 млрд ТУТ. [1] Мощность осадочного чехла здесь (по геофизическим данным) составляет около 40 км. По результатам палеогеографических построений установлена, что Южно-Каспийская впадина в олигоценное время имела связь с Терско-Каспийским передовым прогибом первого порядка по которому происходила миграция УВ. Южно-Каспийский очаг генерации принимал доминирующее участие в формировании единой Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции. Специфическое размещение месторождений и залежей по направлению реализации нефтегазового потенциала Южно-Каспийской впадины объясняется сочетанием различных факторов: временем образования жидких и газообразных УВ, растворимостью их в подземных водах, а также историей геологического развития региона, временем образования ловушек и их выраженностью и др.

Обобщению накопленного фактического геолого-геофизического материала в пределах Каспийского мегабассейна посвящены работы большого количества исследователей, среди которых особо следует отметить М.Ф. Мирчинка, А.А. Бакирова, И.О. Брода, А.И. Летавина, М.В. Муратова, М.С. Бурштара, В.Е. Хаина, В.В. Белоусова, Э.Э. Фатиади и многих других, которые внесли большой вклад в решение принципиальных вопросов по геологическому строению исследуемого региона и особенностям генерации УВ и аккумуляции залежей нефти и газа в осадочно-породном комплексе (ОПК, происхождению впадины Каспийского моря, тектоническому районированию Каспийского мегабассейна закономерностям размещения скоплений нефти и газа на юге России и др. Было установлено, что зона краевых альпийских прогибов разделена Ставропольским поднятием на две части –Индоло-Кубанская и Терско-Каспийская. Эта схема не претерпела принципиальных изменений до настоящего времени, лишь уточнено геологическое строение фундамента всего Предкавказья. С востока и юга Русская платформа окаймляется зоной герцинского передового прогиба, которая протягивается от Донбасса до Астрахани. [3] Впервые были описаны А.А. Варданянц диабазовые рудные пояса (1955) (Казбекий, Кахетинский) в зоне влияния Главного Кавказского разлома. Амплитуда этого разлома оценивается в 75 км, хотя перемещение происходит и в настоящее время. Установлено, что здесь существует два главных тектонических домена, принципиально различающихся по своему строению под влиянием Главного Кавказского разлома.

Домен, расположенный к северу от разлома назван Северо-Кавказским, а к югу - Сванетским. Дагестанский сектор Восточного Кавказа, почти целиком сложенный ниже -среднеюрскими отложениями, делится системой крупных разломов на две зоны: Агвали-Хивскую и Метлюта-Ахтычайскую [8]. В Агвали-Хивской зоне ниже -среднеюрские отложения участвуют в строении коробчатых складок Известнякового Дагестана и слагают широкие полосы моноклиналей и открытых дугообразных складок в Сланцевом Дагестане. Метлюта - Ахтычайская зона, сложенная лейас - ааленскими отложениями, разделена взбросо-надвигами на ряд пластин разных порядков последовательно надвинутых одна на другую в южном направлении. Частота взбросо - надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу в сторону Главного Кавказского разлома (Тляртинский надвиг), по поверхности которого вся Метлюта-Ахтычайская зона надвинута на южный домен с перемещением на 5-6 км. На глубине около 8 км Тляртинский надвиг переходит в крупный пологий сместитель в доюрском основании, по которому вся коровая пластина перемещена к югу осевой зоны Восточного Кавказа. На Центральном Кавказе доюрский фундамент обнажается на поверхности. Продолжением Агвали-Хивской зоны является Дигоро-Осетинская и Архыз-Гузерицкая, а Метлюта-Ахтычайской - Псеашхинская зоны. На формирование позднеальпийской коллизионной структуры Кавказского региона имеются разные точки зрения. Некоторые исследователи начало коллизии связывают с мелом (Милановский Е.Е., Хаин В.Е. 1963), а другие с палеогеном (Григорянц и др.), а третьи - с концом миоцена (Копп, Щерба, 1985). Установлено, что по мере развития коллизии в «противостоянии» Аравии и Евразии «одерживала верх» первая и к концу миоцена уже определились все главные особенности структурного рисунка и вергентности Кавказско - Иранского сегмента альпийского пояса. Встречаются следы изменений траектории Аравии, которые происходили в позднем кайнозое. На северном склоне Большого Кавказа существуют несколько взаимосвязанных проблем, не имеющие однозначного решения: время формирования складчатости Известнякового Дагестана, характер его соотношения с форландом и особенности надвигания Дагестанских структур на форланд в северном и северо-восточном направлениях и др. При этом необходимо учитывать, что почти все складки здесь относятся к типу коробчатых и для всего ансамбля складок характерно горизонтальное положение зеркала складчатости. что наводит на мысль об их плоской субгоризонтальной поверхности зеркала в основании данного ансамбля складчатых структур (2). Эти особенности согласуются с представлением о формировании складок за счет субгоризонтального срыва с основания нижней - средней юры. В части надвигания Дагестанского клина в северном направлении необходимо констатировать, что на границе Горного Дагестана и предгорий по результатам сейсморазведки выделены «клино-надвиги», состоящие из нескольких пластин, надвинутых одна на другую, в направлении к северо-востоку. Главные пластины (снизу вверх) Махачкала - Дербентская. Талгинская, Хадум - Эльдамская. (рис.2).

В их строении участвуют отложения, начиная с верхней юры, а иногда нижней - средней юры. Основные перестройки тектонического плана в Дагестане связаны с концом верхнего эоцена, обусловленные общим поднятием Большого Кавказа и дальнейшим развитием Терско-Каспийского передового прогиба. Интенсивный рост Кавказского складчатого сооружения и непрерывное погружение Предкавказского прогиба в олигоцен -нижнемиоценовое время способствовали накоплению в последнем мощной толщии терригенных образований, в основном, глинистого состава. Центральная часть нагорного Дагестана окончательно превращается в консолидированную область, а Предгорный Дагестан - в область седиментации глинистых осадков, мощности которых совпадают с зонами интенсивных прогибаний. Олигоценное время (хадумский век) знаменуется углублением седиментационного бассейна с некоторыми тектоническими преобразованиями в области сноса, а береговая

линия бассейна примерно проходила у подножья Мелового хребта. В зоне мелководных осадков хадума, приуроченных к Сулакскому выступу, наблюдаются подводно - оползневые деформации пород и глыбовые внедрения верхнемеловых известняков и мергелей фораминиферовой свиты в майкопскую толщу (Ачи-су, Айри-Тюбе, Заузанбаш, Шамхал-Булак, Бавтугай, Чирюрт и др.).

Разнонаправленность тектонических движений привели к неравномерному росту структур Западной и Восточной антиклинальных зон в процессе накопления осадков. Область максимального прогибания в олигоценное время располагалась в непосредственной близости к Сулакскому выступу, распространяясь на юго-восток, в Прикаспийскую впадину. Территория предгорной части Южного Дагестана в миатлинское время испытала незначительное погружение, на ней отлагались глинистые осадки малых мощностей (до 100-300 м).



Схема распространения тектонических пластин Предгорного Дагестана (по Б.А. Соколову и К.О. Соборнову, 1990)

**Антиклинальные складки:**

1. Горячесточнинская; 2. Брагунская; 3. Октябрьская; 4. Ханкала; 5. Зап. Гудермес; 6. Вост. Гудермес; 7. Новоллакская; 8. Гилянская; 9. Беной; 10. Чирюрт; 11. Шамхал-Булак; 12. Кизи-Булак; 13. Миатлы; 14. Сафарали; 15. Сев. Махачкала; 16. Чубар-Арка; 17. Талги; 18. Агачаул; 19. Махачкала; 20. Димитровская; 21. Турали; 22. Карабудахкент; 23. Ачи-Су; 24. Ачи-Су-море; 25. Избербаш; 26. Гаша; 27. Гаша вост. Блок; 28. Сели; 29. Балхас-Хунук; Экендиль; 30. Экендиль; 31. Аджиноур; 32. Берекей; 33. Дузлак; 34. Дагестанские огни; 35. Рукель; 36. Хошмензил; 37. Каякент-море; 38. Берекей-море; 39. Дузлак-море; 40. Даг. Огни-море; 41. Дербент-море; 42. Усть-Самурская; 43. Ширванская; 44. Хулат.

Рис. 2. Клино-надвиги на границе Предгорного и Горного Дагестана.



В сводовых частях некоторых структур Западной антиклинальной зоны Южного Дагестана (Аджиноур, Экендиль и др.) миатлинские отложения отсутствуют, что указывает на возможность существования в их пределах подводных выступов, где не происходила седиментация осадков. Основным источником сноса являлись Салатауский и Гимринский хребты. Предгорная часть Дагестана в среднемайкопское время (муцидакал) испытывала погружение, наступает период трансгрессии и значительной пенеппенизации суши. Морем покрываются существовавшие ранее поднятия Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана(6).

Появление песчано-алевролитовых прослоев в северо-восточной части Дагестана (Ленинкент, Ачи-су, Избербаш) позволяет предполагать возможность возрождения среднекаспийской суши, которая существовала в юрское и нижнемеловое время, о чем свидетельствует субаквальное происхождение глинистых пород, содержащих повышенное количество битуминозных веществ и аутигенных минералов. Эти факты и отсутствие фауны свидетельствуют о восстановительной обстановке, господствовавшей здесь на стадии диагенеза. Таким образом, для выявления общих закономерностей геологического строения Восточного Предкавказья можно схематично обозначить главные события истории Земли в целом и этапы развития Большекавказского сектора и Скифско-Туранской плиты в частности. В процессе длительного геологического развития на этой территории происходила многократная смена тектонических режимов (эвгеосинклиальный, миогеосинклиальный, платформенный, орогенный). Об этих геологических преобразованиях свидетельствуют: наблюдаемые в разрезах характерные формации и текстурно-структурные особенности горных пород, стратиграфические перерывы, тектонические несогласия, фации метаморфогенных образований. В начале герцинского тектонического этапа образовались два эвгеосинклиальных трога на месте Главного и Передового прогибов Большого Кавказа. В раннем силуре эпибайкальская платформа подвергается новому раздроблению. К северу от Передового хребта и южной части платформы в верхнепалеозойское время существовал миогеосинклиальный режим развития. В пределах Терско-Каспийского передового прогиба в объеме доюрского основания были установлены рифейские глыбы, подтверждающие здесь наличие погребенного офиолитового пояса. Начало герцинского этапа ознаменовалось вовлечением региона в зону растяжения Земной коры и накоплением мощных осадочных толщ, завершившийся локальным сжатием, в результате чего формировались надразломные образования –тафрогеосинклинали.[5] В период киммерийского тектогенеза пермо-триасовые отложения претерпели умеренную складчатость. Орогенный режим проявился в сравнительно небольшом промежутке времени: конец ранней - начало поздней перми. Сформированные крупные палеозойские структуры осложняются узкими грабенообразными субширотными прогибами, заполненными терригенными, хемогенными и вулканогенными образованиями. На альпийском тектоническом этапе континентальная кора, генетически связанная с предшествующим этапом, вновь подверглась разрушению. Альпийский тектогенез проявился с большей контрастностью повсеместно в пределах всего Кавказа и завершился в олигоцен - нижнем миоцене, а с конца среднего сармата начинается орогенный тектонический режим развития территории. Раннеорогенный этап охватывает олигоцен - миоцен - средний сармат, позднеорогенный - верхний сармат - плиоцен. В раннесреднеюрское время вся территория Кавказа испытывает закономерное опускание, в условиях которого накапливается мощная толща песчано-глинистых отложений с тонкими прослоями угля. Сократилась площадь суши, остались отдельные участки в Восточном Предкавказье, которые были основными источниками питания терригенным материалом. В позднеюрское время регион вступает в новую стадию развития, где происходила инверсия геотектонического режима. Проявления крупных тектонических нарушений предкелловейского времени сопровождалась



воздыманием слоев и складчатостью, которые вызвали общий подъём территории и регрессию моря. Интенсивность тектонической активности ослабевала с юго-востока на северо-запад, стали усиливаться нисходящие движения. Раннемеловой период характеризуется преимущественно терригенным осадконакоплением с отложением битуминозных глин (апт-альб). В позднемеловое время наблюдается новое развитие морской трансгрессии, приведшее к накоплению карбонатной серии осадков изменчивой мощности. Геологическое развитие региона в палеогеновое время происходило в два этапа: палеоцен-среднеолигоценовый и поздне - олигоценовый. Палеоцен - среднемиоценовый этап характеризуется наличием многочисленных несогласий, резкими колебаниями мощностей, многочисленными подводнооползновыми явлениями. Поздне - олигоценовый этап, соответствующий миатлинскому времени, характеризуется высокой тектонической активностью, которой соответствует время заложения Терско-Каспийского передового прогиба. Указанная активность фиксируется складчатыми деформациями, олистостромами как по бортам прогиба, так и в осевой его части. В области Дагестанского клина эти признаки выразились в формировании ряда палеоподнятий (Шамхалбулакское. Димитровское и др.). Во внутренней области прогиба, исключая западную часть, олигоценовая складчатость развивалась на фоне прогибания. Амплитуды складок достигают здесь 0,5 км. Плотность размещения олигоценовых складок более чем в 1.5 раза превышает плотность унаследованных сквозных складок, сформированных в заключительную фазу альпийского цикла. Зафиксированные размыты в фораминиферовых отложениях (Шамхал-Булак. Димитровская) подтверждают время их заложения - поздний олигоцен. Средне - позднемиоценовый переходный этап и характеризуется относительно спокойной тектонической обстановкой с устойчивым прогибанием. На границе верхнего миоцена и плиоцена произошла коренная перестройка структурного плана. В результате регрессии, рассматриваемая область подверглась интенсивному размытию.

Структурный облик, характеризующийся складчато-надвиговой тектоникой, стал близок к современному. В это время сформировались сквозные структуры (Ачи-су, Селли, Гаша и др.). История развития равнинной части Дагестана связана особенностями строения Скифско-Туранской плиты, в которой в позднем протерозое уже существовали консолидированные блоки добайкальского возраста. Начало рифея характеризуется возникновением крупных расколов коры и заложением прогибов, Разделение фундамента на блоки осуществлено по изменениям граничных скоростей, значения которых оцениваются в пределах 6 км/сек. В районах, примыкающих к Терско-Каспийскому передовому прогибу, в берриасе и валанжине условия осадконакопления были близки к кимеридж - титонским, когда происходило формирование карбонатно-сульфатных осадков. Начиная с готеривского времени, трансгрессия быстро начала распространяться в северные и западные районы. В готерив-барремское время в погружение были втянуты Восточно-Ставропольская впадина, Ногайская ступень, большая часть Прикумско - Тюленевского вала и часть Восточно-Манычского прогиба. В аптское время трансгрессия продолжает расширяться в западном направлении, захватывая выступы над уровнем моря. В альбе практически всё Предкавказье превратилось в мелководный морской бассейн, в котором сформировался базальный горизонт (песчаники, алевролиты, глины). На границе альба и сеномана отмечаются перерывы в осадконакоплении, размыты, что было связано с активизацией тектонических движений и орогенезом. Эти движения заметно зафиксированы в восточных частях Прикумско - Тюленевского вала и в Восточно - Манычском прогибе. В целом, позднемеловая эпоха характеризуется широким развитием трансгрессии, максимум которой приходится на поздний сенон. Поздний мел считается временем образования карбонатного платформенного чехла. Он отсутствует в пределах Ставропольского свода. Прикумская зона поднятий, проявляющаяся в туроне, позже уже не выделяется как самостоятельная активная

структура. Начиная с монтского и танетского веков на Скифско-Туранской плите развивается обширная трансгрессия, за счет чего образовавшиеся осадки по площади значительно перекрывают датские отложения. Вследствие сноса материала с Кавказского горного сооружения в кумское время появились достаточно мощные песчано-алевролитовые тела(4). В хадумском море в условиях трансгрессий в эрозионных депрессиях отлагались песчано-алевролитовые осадки, которые нивелировались неровностями дна, сложенного эоценовыми отложениями. К концу раннего миоцена условия осадконакопления на всей территории Скифско-Туранской плиты выровнились. Начавшееся воздымание Кавказского горного сооружения обусловило размыв структур на южной окраине бассейна. В караганском и в начале сарматского веков преобладают трансгрессивные тенденции. В осевых зонах Терско-Каспийского передового прогиба происходило устойчивое прогибание, осадочно-породного комплекса за счет чего созданы благоприятные условия для миграции УВ, их аккумуляции и формирования залежей нефти и газа в Терско-Каспийской нефтегазоносной области. История развития равнинной части Дагестана связана с особенностями строения Скифско-Туранской плиты, в которой в позднем протерозое уже существовали консолидированные блоки добайкальского возраста. Начало рифея характеризуется возникновением крупных расколов коры и заложением прогибов. Разделение фундамента на блоки осуществлено из-за изменений граничных скоростей, значения которых оцениваются в пределах 6 км/сек. В районах, примыкающих к Терско-Каспийскому передовому прогибу, в берриасе и валанжине условия осадконакопления были близки к кимеридж - титонским, когда происходило формирование карбонатно-сульфатных пород. Начиная с готеривского времени, трансгрессия быстро начала распространяться в северные и западные районы. В готерив-барреме в погружение были втянуты Восточно-Ставропольская впадина, Ногайская ступень, большая часть Прикумско - Тюленевского вала и часть Восточно-Маньчского прогиба. В аптское время трансгрессия продолжает расширяться в западном направлении, захватывая выступы над уровнем моря. В альбе практически всё Предкавказье превратилось в мелководный морской бассейн, в котором сформировался базальный горизонт (песчаники, алевролиты, глины). На границе альба и сеномана отмечаются перерывы в осадконакоплении, размывы, что было связано с активизацией тектонических движений и орогенезом. Эти движения заметно зафиксированы в восточных частях Прикумско - Тюленевского вала и в Восточно - Маньчском прогибе. В целом, позднемиоценовая эпоха характеризуется широким развитием трансгрессии, максимум которой приходится на поздний сенон. Поздний мел считается временем образования карбонатного платформенного чехла. Они отсутствуют в пределах Ставропольского свода. Прикумская зона поднятий, проявляющаяся в туроне, позже уже не выделяется как самостоятельная активная структура. Начиная с монтского и танетского веков на Скифско-Туранской плите развивается обширная трансгрессия, за счет чего образовавшиеся осадки по площади значительно перекрывают датские отложения. Вследствие сноса материала с Кавказского горного сооружения в кумское время появились достаточно мощные песчано-алевролитовые тела. В хадумском море в условиях трансгрессий в эрозионных депрессиях отлагались песчано-алевролитовые осадки, которые нивелировались неровностями дна, сложенного эоценовыми породами. Начавшееся воздымание Кавказского горного сооружения обусловило размыв структур на южной окраине бассейна. В тарханский век в Предкавказье возникли участки суши, но уже в чокраке началась новая трансгрессия. В караганском и в начале сарматского веков преобладают трансгрессивные тенденции. В осевых зонах Терско-Каспийского передового прогиба происходило устойчивое прогибание, а в пределах Ставропольского свода намечается формирование его современной структуры. Новый этап развития связан с морской трансгрессией, начавшейся в

мэотисе. В позднем мэотисе площадь бассейна сократилась и приобрела полузамкнутый характер. Понтический век, хоть испытывал значительные физико-географические преобразования, но Ставропольская суша продолжала своё существование, море резко сократило свои размеры, и ушло в пределы современных очертаний Среднего и Южного Каспия. Структурообразующие движения являются главным фактором тектонической дифференциации в пределах ОПБ, обеспечивающие активную разномасштабную миграцию углеводородов. Возникшие при проявлении тектонической активности пликативные и дизъюнктивные разрывные деформации разного масштаба являются каналами формирования зон нефтегазонакопления в пределах Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (рис 3). В процессе складкообразования в сминающихся толщах происходят значительные местные перераспределения флюидов за счет механических воздействий и начинается новый этап развития Каспийского мегабассейна, связанный с морской трансгрессией, начавшейся в мэотисе. В позднем мэотисе площадь бассейна сократилась и приобрела полузамкнутый характер. Понтический век, хоть испытывал значительные физико-географические преобразования, но Ставропольская суша продолжала свое существование, море резко сократило свои размеры и ушло в пределы современных очертаний Среднего и Южного Каспия. В начале этого периода образовался обширный раннепонтический бассейн, состоящий из нескольких водоемов, соединяющихся проливами.

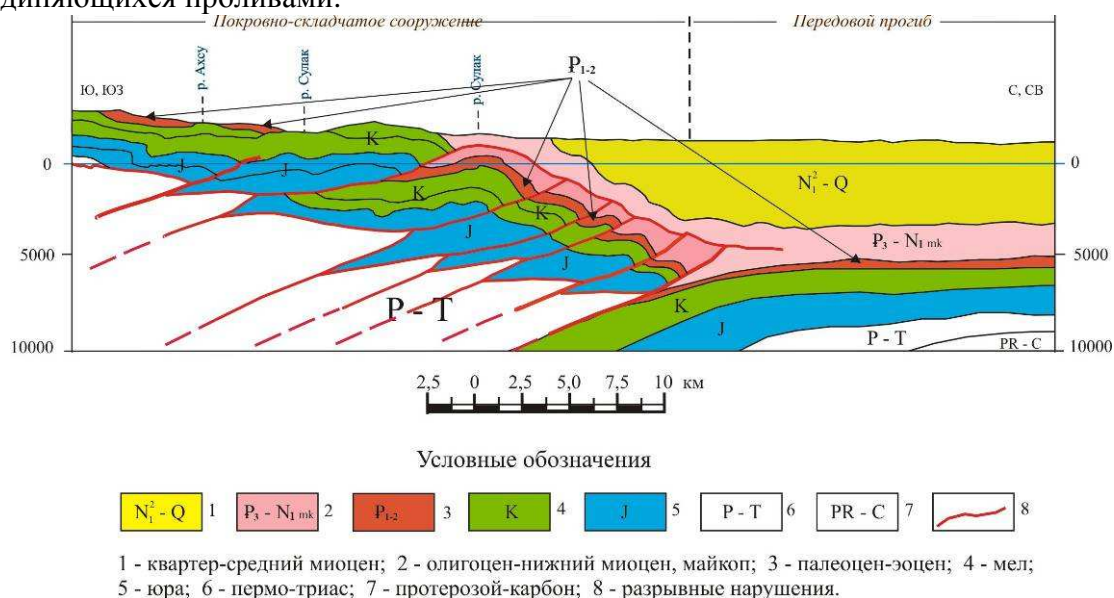


Рис 3. Схема сочленения Терско-Каспийского передового прогиба с складчатым сооружением Восточного Кавказа.

В среднем понте прервалась связь бассейна Восточного Предкавказья с западными водоемами. В начале позднего понта море резко сократило свои размеры. В киммерийское время отмечается некоторое повышение уровня моря, и в Каспийском регионе возник огромный акчагыльский солонowodный бассейн, простирающийся от южных границ современного Каспия на север, вглубь Русской платформы. Центральные районы Восточного Предкавказья были втянуты в погружение. Отложения акчагыла достигают значительной мощности и трансгрессивно перекрывают более древние горизонты. В это время происходит активный рост Кавказского сооружения и начинает формироваться акчагыльская моласса мощностью до 2х км, которая окаймляет Терскую и Сунженскую антиклинальные зоны. После кратковременного воздымания, вследствие новой волны трансгрессии, образовался бакинский бассейн, сменившийся затем последовательно Хазарским, Хвалынском и Новокаспийским. На Кавказе в это время происходило активное воздымание, которое продолжается до настоящего времени(4).

Анализируя вопросы формирования и размещения залежей нефти и газа в пределах Каспийского мегабассейна, а также и флюидодинамической обстановки в регионе можно отметить, что они имеют прямую связь с источниками генерации УВ. Толщина осадочных образований резко меняется в зависимости от тектоники региона от 1200 м (Карабогазский свод до 25 км (Южно-Каспийская впадина). При прочих равных условиях ресурсы УВ в общем пропорциональны объему субаквальных осадочных пород в нефтегазоносных бассейнах. При формировании залежей нефти и газа принимают участие все очаги генерации, исходя из особенностей глубинного строения региона за счет чего создаются условия миграции и аккумуляции УВ. Время формирования залежей, хотя имеет много общего на древних и молодых платформах, но существенно отличается иногда несколькими периодами. Так верхнемеловые залежи Каспийского мегабассейна окончательно сформировались лишь к началу плиоцена, а некоторые из них возможно в начале антропогена и формируются и в настоящее время. Таким образом, главным очагом генерации УВ в пределах Каспийского мегабассейна является Южно-Каспийская впадина, с высокой степенью распространения битуминозных пород в палеозое, мезозое, палеогене и неогене, но главным поставщиком УВ в ловушки вероятнее всего является среднеюрский комплекс. В работах А.А. Трофимука, А.Э. Конторовича, Н.Б. Вассоевича обосновано, что абсолютные объемы эмигрировавших УВ в разы превышают выявленные запасы нефти и газа.

Исследования в этом направлении должны быть продолжены с целью научного обоснования потерь УВ в процессе дальнейшего геологического развития с тем чтобы указанное соотношение учесть при оценке прогнозных запасов нефти и газа.

Терско-Каспийский передовой прогиб явился зоной максимальной миграции УВ из майкопских отложений. В платформенной части (Скифско-Туранская плита) максимальной генерирующей способностью обладают триасовые отложения, для которых плотность эмиграции составляет 600-1000 тыс. т/км<sup>2</sup>, тогда как этот показатель для среднеюрских отложений составляет 6000-9000 тыс. т/км<sup>2</sup>.

Образование УВ различного состава представляет собой непрерывный процесс и границы выделенных этапов этого процесса в известной мере условные, перекрывающиеся во времени и пространстве, но они вписываются в общую схему формирования залежей, вытекающую из тектонических и гидродинамических реконструкций в земной коре. Современное размещение различных залежей в пределах Каспийского мегабассейна зависит от многих факторов: направление миграции, объема эмигрированных УВ, скорости миграции и др. Установлено, что в течение XX века в Азербайджане, расположенном в непосредственной близости к Южно-Каспийскому очагу генерации добыто более 1,5 млрд. т нефти и около 500 млрд. м<sup>3</sup> газа. На балансе Государственной нефтяной компании Азербайджана числится 181 млрд. м<sup>3</sup> промышленных запасов газа, а вместе с разведанными и прогнозными составляют 2336 млрд. м<sup>3</sup>, а в Дагестане накопленная добыча составляет 82,7 млн. ТУТ, первоначальные запасы открытых месторождений нефти и газа составляют 135,9 млн. ТУТ, Чечни 735,72 млн. ТУТ, Ингушетии – 196,8 млн. ТУТ, Кабардино-Балкарии -13,3 млн. ТУТ, Ставропольского края -806,7 ТУТ (накопленная добыча -458,35 ТУТ) эти цифры наглядно демонстрируют какова роль нефтегазоносных районов в формировании нефтегазоносных провинций (Прикаспийская, Предкавказско-Крымская, Северо-Кавказская); нефтегазоносных областей ( Предкавказская, край Карпинского, Северный склон Большого Кавказа и ряда нефтегазоносных районов.

Таким образом в старых и освоенных нефтегазоносных провинциях с налаженной инфраструктурой имеются значительные резервы для наращивания ресурсной базы УВ за счет выявления нетрадиционных залежей нефти и газа в пределах Каспийского мегабассейна. Это –палеозой Прикаспийской мегасинеклизы, бесформенные глыбы песчаников со следами плейчатости и течения материала за счет будинажа, диапиризма

в Восточном Предкавказье и в зоне сочленения Терско-Каспийского передового прогиба со складчатым сооружением Большого Кавказа.

#### Литература

1. *Алиханов Э.Н.* Нефтяные и газовые месторождения Каспийского моря. Баку, Азернешер 19..
2. Большой Кавказ в альпийскую эпоху /Под ред. Ю.Г. Леонова – М. : Геос 2007, 368 с.
3. *Вассоевич Н.Б., Архипов А.Я., Бурлин Ю.К.* и др. Нефтегазоносный бассейн –основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий //Вестник МГУ, сер.; Геология 1970, №5, С 13-24.
4. *Микуленко К.И.* Тектонические режимы и нефтегазоносность осадочно-породных бассейнов //Осадочные бассейны и нефтегазоносность –М; наука 1989,181с.
5. *Сабанаев К.А., Черкашин В.И., Магомедова Б.К.* Анализ результатов ГРП, особенности флюидодинамики и генерации УВ в пределах Российского сектора акватории Каспия // Журнал Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений №2 2011, москва ВНИИОЭНГ, С 44-53.
6. *Сабанаев К.А., Черкашин В.И.* Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора акватории Каспийского моря –Махачкала, 2008,208 с.
7. *Сабанаев К.А.* Флюидодинамическая концепция образования УВ и формирования их залежей в пределах Каспийского мегабассейна //Вестник ДНЦ РАН № 49 С. 35-39.
8. Тектоническая карта Дагестана (объяснительная записка под редакцией акад. Ю.Г. Леонова и к.г-м. н. К.А.Сабанаева, Махачкала 2013.

## КАСПИЙСКИЙ МЕГАБАССЕЙН, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

*Сабанаев К.А.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В статье обозначены границы Каспийского мегабассейна, охарактеризованы особенности геологического строения. На основании новых данных, полученных в последние 20 лет, оценены перспективы нефтегазоносности палеозойско-мезозойского комплекса крупных геоструктурных элементов. Выделены возможные очаги генерации углеводородов, главным из которых является Южно-Каспийская впадина, где происходит образование УВ и дальнейшая миграция по Терско-Каспийскому передовому прогибу и формирование их залежей в пределах Каспийского мегабассейна. В Старых и освоенных нефтегазоносных провинциях с отлаженной инфраструктурой обоснованы пути наращивания ресурсной базы УВ за счет выявления нетрадиционных залежей нефти и газа в пределах Каспийского мегабассейна.

Ключевые слова: Каспийский мегабассейн, образование УВ, миграция, формирование залежей, нефти и газ, перспективы, палеозой, мезозой.

Рассматриваемый в статье Каспийский мегабассейн, хотя он у всех на слуху, но не имеет жестких географических границ. В результате всестороннего анализа особенностей геологического строения, истории развития и других геодинамических процессов, автор в эту территорию относит бассейн Каспийского моря с 3-мя впадинами (Южная, Средняя, Северная), Скифско - Туранскую плиту, часть Восточно - Европейской платформы, Терско - Каспийский и Западно – Кубанский передовые прогибы, кряж Карпинского, Восточно - Манычский прогиб, Ставропольский свод, Адыгейский и Азовский выступы, Прикумско - Тюленевский сложный вал, Ногайскую и Тимашевскую ступени. Происхождению Каспийской впадины и ее развитию посвящены многочисленные исследования, в результате которых обосновано время зарождения отдельных блоков континентальной коры, связанное с докембрийским периодом. Более поздние геодинамические процессы привели к расколу земной коры, но масштабы и интенсивность проявления тектонической активности изучены не до конца. Не выяснены также условия внедрения Африкано - Аравийской плиты и степень влияния этого внедрения на образование самой глубокой на земле Южно - Каспийской впадины с осадочным чехлом мощностью около 40 км, являющейся главным очагом генерации углеводородов в Каспийском мегабассейне. Этот очаг генерации, наряду с другими, в пределах исследуемой территории сыграли определяющую роль в нефтегазообразовании, и формировании зон нефтегазонакопления в пределах Каспийского мегабассейна. Вместе с тем, сопоставление оцененных запасов нефти и газа (34.0 млрд. ТУТ) по всему бассейну

Каспийского моря с накопленной добычей оставляет сомнение об их корректности. Предполагается, что генерация УВ происходит не только в осадочном комплексе, но и по мантийным глубинным разломам, поэтому возникает необходимость в определении источника образования и формирования УВ. Строение земной коры изучаемого региона рассмотрено с позиций положения концепции мобилизма, согласно которой первопричиной образования форланда явился северо-восточный дрейф Афро-Аравии с последующей коллизией с южной окраиной Восточно-Европейского кратона. Особое внимание уделено эволюции эндогенной и экзогенной геодинамики, палеореконструкциям на поверхности земли, произошедшие под воздействием агентов внешней среды. Разработанная автором флюидодинамическая модель генерации УВ в осадочно-породном комплексе бассейна Каспийского моря позволила сделать важные выводы о том, что наиболее вероятным направлением реализации нефтематеринского потенциала извне во время главной фазы нефтегазообразования следует считать : Восточно-Европейскую платформу, Южно-Каспийскую впадину, Терско-Каспийский передовой прогиб, Прикумско-Центрально-Каспийскую систему прогибов и поднятий, Восточно-Мангышско-Южно-Мангышлакскую систему прогибов [7]. Изучение особенностей геологического строения, геодинамики осадочного комплекса, условий формирования залежей нефти и газа, а также их сохранения в пределах отмеченных крупных геоструктурных элементов дает возможность по-новому оценить перспективы нефтегазоносности и наметить оптимальные направления геологоразведочных работ на долгосрочную перспективу (рис.1)

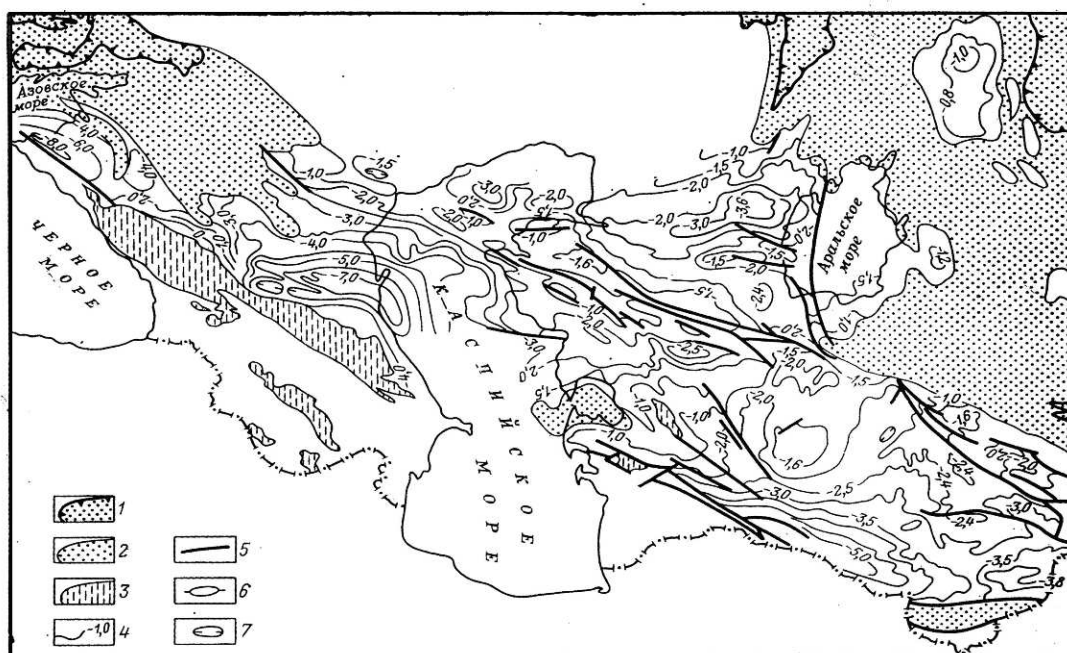


Рис1. Структурная карта Каспийского мегабассейна по кровле юрских отложений (по данным В.Н.Семова и Г.С.Клещова)

1-2-области отсутствия юрских отложений: 1-в выходах на земную поверхность более древних отложений, 2- под чехлом осадочных отложений; 3-выходы юрских и более древних отложений на земную поверхность в Альпийской складчатой области; 4-изогипсы кровли юрских отложений; 5-разломы, 6-7-локальные складки: 6-антиклинальные, 7-синклинальные.

Следует отметить чрезвычайную сложность тектонического строения, которая привела к распространению здесь разнообразных форм складчатости, причем, по мере продвижения от периферии к центральным частям Главного Кавказского хребта, возрастает интенсивность структурных изгибов, степень метаморфизма, а складки приобретают коробчатое строение. [1] Эти различия в геологическом строении обусловлены своеобразными условиями геотектонического развития в различных частях рассматриваемого региона, но наиболее устойчивое развитие получили внутренние области Кавказского хребта, где в пределах «Дагестанского клина» складки испытывают некоторое отклонение от регионального простираения, образуя

широкую выпуклую дугу, в вершине которой чётко выделяются меловые купола Эльдама, Талги, Сулак. Синклинальные прогибы, как обычно, характеризуются выдержанными простираниями. Юг Восточного Кавказа сложен мощной толщей морских теригенных пород нижней и средней юры, а в области ядра Главного Кавказского разлома, описанного впервые А.А. Варданянцем, встречены диабазово-рудные пояса, которых он назвал Казбекским и Кахетинским. С точки зрения тектоники литосферных плит согласно представлениям о формировании Кавказа (В.Е. Хаин, 1982, Ш.А. Адамия, и др., 1977, Г.Д. Ажгирей, 1976, Е.Е. Милановский, 1968 и др.) пришли к выводу, что в ранней юре юго - восточный край Евразийского континента был отделён от океана Тетис узкой океанической корой, отчленившегося от него Закавказским срединным массивом. Затем происходило столкновение и подвиг последнего под Евразийскую плиту. Перестройка всего структурного плана этого региона происходила в байосскую фазу сжатия путём перемещения по Главному Кавказскому надвигу. Формирование Восточного Кавказа происходило в 3 этапа: раннеюрский, байосский и позднеэоцен-антропогенный. В позднеэоцен-антропогенный этап океан Тетис закрылся полностью и Африкано - Аравийский континент столкнулся с Закавказским срединным массивом. Наибольшее сжатие приходится на поздний эоцен [2]. В эоцен - среднем миоцене степень сжатия значительно снизилась, а новое усиление наступило в позднем миоцене - раннем плиоцене и позднем плиоцен-антропогене. С раннего сармата осевая часть рифтогенного прогиба поднялась до 450 м (Е.Е. Милановский) и произошёл разрыв суши с накоплением молассов в предгорьях. Амплитуда Главного Кавказского поддвига оценивается в 75 км, хотя перемещение происходит и в настоящее время (В.Е. Хаин, 1982). К настоящему времени установлено, что здесь существуют два главных тектонических домена, принципиально различающихся по своему строению, которые в современной структуре разделяются Главным Кавказским разломом, а домен, расположенный к северу от этого разлома, назван Северо-Кавказским, к югу – Сванетским. Дагестанский сектор Восточного Кавказа, почти целиком сложенный ниже - среднеюрскими отложениями, делится системой крупных разломов на две зоны: Агвали-Хивскую и Метлюта-Ахтычайскую.[9] В Агвали - Хивской зоне ниже - среднеюрские отложения участвуют в строении коробчатых складок Известнякового Дагестана и слагают широкие полосы моноклиналей и открытых дугообразных складок в Сланцевом Дагестане. Метлюта – Ахтычайская зона, сложенная лейас - ааленскими отложениями, разделена продольными взбросо-надвигами на ряд пластин разных порядков, последовательно надвинутых одна на другую в южном направлении. Частота взбросо – надвигов и интенсивность этой складчатости возрастают к югу в сторону «Главного Кавказского разлома» (Тляртинского надвига), по поверхности которого вся Метлюта-Ахтычайская зона надвинута на южный домен с перемещением на 5-6 км. На глубине около 8 км Тляртинский надвиг переходит в крупный пологий сместитель в доюрском основании, по которому вся коровая пластина перемещена к югу осевой зоны Восточного Кавказа. На Центральном Кавказе доюрский фундамент обнажается на поверхности. Продолжением Агвали-Хивской зоны является Дигоро-Осетинская и Архыз-Гузерильская, а Метлюта-Ахтычайской - Псеашхинская зона. На формирование позднеальпийской коллизионной структуры Кавказского региона имеются разные точки зрения. Некоторые исследователи начало коллизии связывают с мелом (Милановский Е.Е., Хаин В.Е. 1963), а другие с палеогеном (Григорянц и др.), а третьи - с концом миоцена (Копп, Щерба, 1985). Установлено, что по мере развития коллизии в «противостоянии» Аравии и Евразии «одерживала верх» первая, к концу миоцена уже определились все главные особенности структурного рисунка и vergentности Кавказско - Иранского сегмента альпийского пояса. Встречаются следы изменений траектории Аравии, которые происходили в позднем кайнозое. [8] На северном склоне Большого Кавказа существуют несколько взаимосвязанных проблем,

не имеющие однозначного решения: время формирования складчатости Известнякового Дагестана, характер его соотношения с форландом и особенности надвигания Дагестанских структур на форланд в северном и северо-восточном направлениях. При этом необходимо учитывать, что почти все складки здесь относятся к типу коробчатых, для всего ансамбля складок характерно горизонтальное положение зеркала складчатости, что наводит на мысль об их плоской субгоризонтальной поверхности зеркала в основании данного ансамбля складчатых структур. Эти особенности согласуются с представлением о формировании складок за счёт субгоризонтального срыва с основания нижней - средней юры. В части надвигания Дагестанского клина в северном направлении необходимо констатировать, что на границе Горного Дагестана и предгорий по результатам сейсморазведки выделены «клино-надвиги», состоящие из нескольких пластин, надвинутых одна на другую, в направлении к северо-востоку. Главные пластины (снизу вверх) Махачкала - Дербентская, Талгинская, Хадум - Эльдамская. В их строении участвуют отложения, начиная с верхней юры, а иногда нижней - средней юры. Основные перестройки тектонического плана в Дагестане связаны с концом верхнего эоцена, обусловленные общим поднятием Большого Кавказа и дальнейшим развитием Терско-Каспийского передового прогиба. Интенсивный рост Кавказского складчатого сооружения и непрерывное погружение Предкавказского прогиба в олигоцен - нижнемиоценовое время способствовали накоплению в последнем мощной толщи терригенных образований, в основном, глинистого состава. Центральная часть нагорного Дагестана окончательно превращается в консолидированную область, а Предгорный Дагестан - в область седиментации глинистых осадков, мощности которых совпадают с зонами интенсивных прогибаний. Олигоценное время (хадумский век) знаменуется углублением седиментационного бассейна с некоторыми тектоническими преобразованиями в области сноса, а береговая линия бассейна примерно проходила у подножья Мелового хребта. В зоне мелководных осадков хадума, приуроченных к Сулакскому выступу, наблюдаются подводно - оползневые деформации пород и глыбовые внедрения верхнемеловых известняков и мергелей фораминиферовой свиты в майкопскую толщу (Ачи-су, Айри-Тюбе, Заузанбаш, Шамхал-Булак, Бавтугай, Чирюрт и др.). Унаследованность тектонических движений объясняется неравномерным ростом структур Западной и Восточной антиклинальных зон в процессе накопления осадков. Область максимального прогибания в этот промежуток геологического времени располагалась в непосредственной близости к Сулакскому выступу, распространяясь на юго-восток, в Прикаспийскую впадину. Территория предгорной части Южного Дагестана в миатлинское время испытала незначительное погружение, на ней отлагались глинистые осадки малых мощностей (до 100-300 м). В сводовых частях некоторых структур Западной антиклинальной зоны Южного Дагестана (Аджиноур, Экендиль и др.) миатлинские отложения отсутствуют, что указывает на возможность существования в их пределах подводных выступов, где не происходила седиментация осадков. Основным источником сноса являлись Салатауский и Гимринский хребты. Предгорная часть Дагестана в среднемайкопское время (муцидакал) испытывала погружение, наступает период трансгрессии и значительной пенеппенизации суши. Морем покрываются существовавшие ранее поднятия Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана. Появление песчано-алевролитовых прослоев в северо-восточной части Дагестана (Ленинкент, Ачи-су, Избербаш) позволяет предполагать возможность возрождения Среднекаспийской суши, которая существовала в юрское и нижнемеловое время, о чем свидетельствует субаквальное происхождение глинистых пород, содержащих повышенное количество битуминозных веществ и аутигенных минералов. Эти факты и отсутствие фауны свидетельствуют о восстановительной обстановке, господствовавшей здесь на стадии диагенеза. Таким образом, для выявления общих закономерностей геологического



строения Восточного Предкавказья можно схематично обозначить главные события истории Земли в целом и этапы развития Большекавказского сектора и Скифско-Туранской плиты в частности. В процессе длительного геологического развития на этой территории происходила многократная смена тектонических режимов (эвгеосинклиальный, миогеосинклиальный, платформенный, орогенный). Об этих геологических преобразованиях свидетельствуют: наблюдаемые в разрезах характерные формации и текстурно-структурные особенности горных пород, стратиграфические перерывы, тектонические несогласия, фации метаморфогенных образований и др. В начале герцинского тектонического этапа образовались два эвгеосинклиальных трога на месте Главного и Передового прогибов Большого Кавказа. В раннем силуре эпибайкальская платформа подвергается новому дроблению. К северу от Передового хребта и в южной части платформы в верхнепалеозойское время существовал миогеосинклиальный режим развития. В пределах Терско-Каспийского передового прогиба в объеме доюрского основания были установлены рифейские глыбы, подтверждающие здесь наличие погребенного офиолитового пояса. Начало герцинского этапа ознаменовалось вовлечением региона в зону растяжения Земной коры и накоплением мощных осадочных толщ, завершившийся локальным сжатием, в результате чего формировались надразломные образования - тафрогеосинклинали. В период киммерийского тектогенеза пермо-триасовые отложения претерпели умеренную складчатость [7]. Орогенный режим проявился в сравнительно небольшой промежуток времени: конец ранней - начало поздней перми. Сформированные крупные палеозойские структуры осложняются узкими грабенообразными субширотными прогибами, заполненными терригенными, хемогенными и вулканогенными образованиями. На альпийском тектоническом этапе континентальная кора, генетически связанная с предшествующим этапом, вновь подверглась разрушению. Альпийский тектогенез проявился с большей контрастностью повсеместно в пределах всего Кавказа, завершился в олигоцен - нижнем миоцене, а с конца среднего сармата начинается орогенный тектонический режим развития территории. Раннеорогенный этап охватывает олигоцен - миоцен - средний сармат, позднеорогенный - верхний сармат - плиоцен. В ранне - среднеюрское время вся территория Кавказа испытывает закономерное опускание, в условиях которого накапливается мощная толща песчано-глинистых отложений с тонкими прослоями угля. Сократилась площадь суши, остались отдельные участки в Восточном Предкавказье, которые были основными источниками питания терригенным материалом. В позднеюрское время регион вступает в новую стадию развития, где происходила инверсия геотектонического режима. Проявления крупных тектонических нарушений предкелловейского времени сопровождались воздыманием слоёв и складчатостью, которые вызвали общий подъём территории и регрессию моря. Интенсивность тектонической активности ослабевала с юго-востока на северо-запад, стали усиливаться нисходящие движения. Раннемеловой период характеризуется преимущественно терригенным осадконакоплением с отложением битуминозных глин (апт-альб). В позднемеловое время наблюдается новое развитие морской трансгрессии, приведшее к накоплению карбонатной серии осадков изменчивой мощности. Геологическое развитие региона в палеогеновое время происходило в два этапа: палеоцен-среднеолигоценый и поздне - олигоценый. Палеоцен - среднемиоценовый этап характеризуется наличием многочисленных несогласий, резкими колебаниями мощностей, подводнооползневыми явлениями. Поздне - олигоценый этап, соответствующий миатлинскому времени, характеризуется высокой тектонической активностью, которой соответствует время заложения Терско-Каспийского передового прогиба. Указанная активность фиксируется складчатостями деформациями, олистостромами как по бортам прогиба, так и в осевой его части. В области Дагестанского клина эти признаки выразились в формировании ряда

палеоподнятий (Шамхалбулакское, Димитровское и др.). Во внутренней области прогиба, исключая западную часть, олигоценовая складчатость развивалась на фоне прогибания. Амплитуды складок достигают здесь 0,5 км. Плотность размещения олигоценовых складок более чем в 1,5 раза превышает плотность унаследованных сквозных складок, сформированных в заключительную фазу альпийского цикла. Зафиксированные размывы в фораминиферовых отложениях (Шамхал – Булак, Димитровская) подтверждают время их заложения – поздний олигоцен. Средне - позднемиоценовый переходный этап характеризуется относительно спокойной тектонической обстановкой с устойчивым прогибанием. На границе верхнего миоцена и плиоцена произошла коренная перестройка структурного плана. В результате регрессии, рассматриваемая область подверглась интенсивному размыву.

Структурный облик, характеризующийся складчато-надвиговой тектоникой, стал близок к современному. В это время сформировались сквозные структуры (Ачи-су, Селли, Гаша и др.). История развития равнинной части Дагестана связана с особенностями строения Скифско-Туранской плиты, в которой в позднем протерозое уже существовали консолидированные блоки добайкальского возраста. Начало рифея характеризуется возникновением крупных расколов коры и заложением прогибов. Разделение фундамента на блоки осуществлено из-за изменений граничных скоростей, значения которых оцениваются в пределах 6 км/сек. В районах, примыкающих к Терско-Кайспийскому передовому прогибу, в берриасе и валанжине условия осадконакопления были близки к кимеридж - титонским, когда происходило формирование карбонатно-сульфатных осадков. Начиная с готеривского времени, трансгрессия быстро начала распространяться в северные и западные районы. В готерив-барреме в погружение были втянуты Восточно-Ставропольская впадина, Ногайская ступень, большая часть Прикумско - Тюленевского вала и часть Восточно-Маньчского прогиба. В аптское время трансгрессия продолжает расширяться в западном направлении, захватывая выступы над уровнем моря. В альбе практически всё Предкавказье превратилось в мелководный морской бассейн, в котором сформировался базальный горизонт (песчаники, алевролиты, глины). На границе альба и сеномана отмечаются перерывы в осадконакоплении, размывы, что было связано с активизацией тектонических движений и орогенезом. Эти движения заметно зафиксированы в восточных частях Прикумско - Тюленевского вала и в Восточно - Маньчском прогибе. В целом, позднемиоценовая эпоха характеризуется широким развитием трансгрессии, максимум которой приходится на поздний сенон. Поздний мел считается временем образования карбонатного платформенного чехла. Прикумская зона поднятий, проявляющаяся в туроне, позже уже не выделяется как самостоятельная активная структура. Начиная с монтского и танетского веков на Скифско-Туранской плите развивается обширная трансгрессия, за счет чего образовавшиеся осадки по площади значительно перекрывают датские отложения. Вследствие сноса материала с Кавказского горного сооружения в кумское время появились достаточно мощные песчано-алевролитовые тела. [3] В хадумском море в условиях трансгрессий в эрозионных депрессиях отлагались песчано-алевролитовые осадки, которые нивелировались неровностями дна, сложенного эоценовыми толщами. К концу раннего миоцена условия осадконакопления на всей территории Скифско-Туранской плиты выровнились. Начавшееся воздымание Кавказского горного сооружения обусловило размыв структур на южной окраине бассейна. В тарханский век в Предкавказье возникли участки суши. но уже в чокраке началась новая трансгрессия. В караганском и в начале сарматского веков преобладают трансгрессивные тенденции. В осевых зонах Терско-Каспийского передового прогиба происходило устойчивое прогибание, а в пределах Ставропольского свода намечается формирование его современной структуры. [4] Новый этап развития связан с морской трансгрессией, начавшейся в мэотисе. В позднем мэотисе площадь бассейна

сократилась и приобрела полузамкнутый характер. Понтический век, хоть и испытывал значительные физико-географические преобразования, но Ставропольская суша продолжала своё существование, море резко сократило свои размеры и ушло в пределы современных очертаний Среднего и Южного Каспия. В начале этого периода образовался обширный раннепонтический бассейн, состоящий из нескольких водоемов, соединяющихся проливами. В среднем понте прервалась связь бассейна Восточного Предкавказья с западными водоемами. В начале позднего понта море резко сократило свои размеры. В киммерийское время отмечается некоторое повышение уровня моря, и в Каспийском регионе возник огромный акчагыльский солоноводный бассейн, простирающийся от южных границ современного Каспия на север, вглубь Русской платформы. Центральные районы Восточного Предкавказья были втянуты в погружение. Отложения акчагыла достигают значительной мощности и трансгрессивно перекрывают более древние горизонты. В это время происходит активный рост Кавказского сооружения и начинает формироваться акчагыльская моласса мощностью до 2х км, которая окаймляет Терскую и Сунженскую антиклинальные зоны. После кратковременного воздымания, вследствие новой волны трансгрессии, образовался бакинский бассейн, сменившийся затем последовательно хазарским, хвалынским и новокаспийским. На Кавказе в это время происходило активное воздымание, которое продолжается до настоящего времени.[4]

Влияние тектонических факторов и сейсмичности на нефтегазоносность региона касается статического аспекта, а роль динамических факторов тектогенеза изучена недостаточно, хотя именно они определяют ход и направление развития осадочно-породных бассейнов, темпы и характер процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в их пределах. В качестве основных тектонических факторов, оказывающих влияние на нефтегазоносность региона, рассматриваются вертикальные погружения и воздымания, структурообразования и полеосейсмичность. Вертикальные движения могут быть нисходящими и восходящими, имеющие определяющее влияние на устойчивость прогибания. Эти представления лежат в основе создания условий преобразования рассеянного органического вещества (РОВ) в углеводороды (УВ) и, активно развивающегося в последнее время, положения о главных фазах нефте- и газообразования (ГФН, ГФГ). В результате общих воздыманий формируются регрессивные, проницаемые для флюидов комплексы осадочного выполнения бассейнов, возникают несогласия и выклинивания литологических толщ, региональные наклоны и изгибы слоев. При соответствующих условиях к ним могут быть приурочены региональные зоны воздымания, сопровождающиеся активными тектонодинамическими процессами. Общее воздымания ОПБ способствует усилению процессов диффузивного рассеивания УВ. В процессе общих погружений происходит уплотнение пород, уменьшение их емкости, отжимание флюидов из более уплотняющихся разностей и отток их в краевые зоны ОПБ. В период воздыманий имеет место некоторое разуплотнение пород, раскрытие существующих и заложение новых трещин. Это способствует общему увеличению емкости пород. Чередование эпох погружений и воздыманий создает своеобразное «тектоническое дыхание» ОПБ. Структурообразующие движения являются главным фактором тектонической дифференциации в пределах ОПБ, обеспечивающей активную разномасштабную миграцию углеводородов. Возникшие при этом пликативные, дизъюнктивные разрывные деформации разного масштаба определяют возможность формирования зон нефтегазонакопления. Показательной для этих преобразований является зона сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (рис.2).

В процессе складкообразования в сминающихся толщах происходят значительные местные перераспределения флюидов за счет механических воздействий, что приводит в движение участки с разными градиентами пластовых давлений и происходит

нагнетание флюидов в зоны с пониженными значениями давлений (динамометаморфизм). Появление сейсмичности в прогибах изучено слабо. Следы древних землетрясений известны в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях от позднего протерозоя до современных отложений. Они установлены в нефтегазоносных отложениях Северного Кавказа, при этом каждый крупный седиментационный бассейн характеризуется определенными особенностями палеосейсмичности, свойственные только ему. Вместе с тем встречаются и общие для всех изучаемых бассейнов особенности. Этапы с повышенной сейсмичностью (до 30-40 млн. лет) чередовались с более длительными (50-100 млн. лет) периодами относительно слабых по интенсивности коротких по времени проявлений сейсмичности (или их отсутствия).

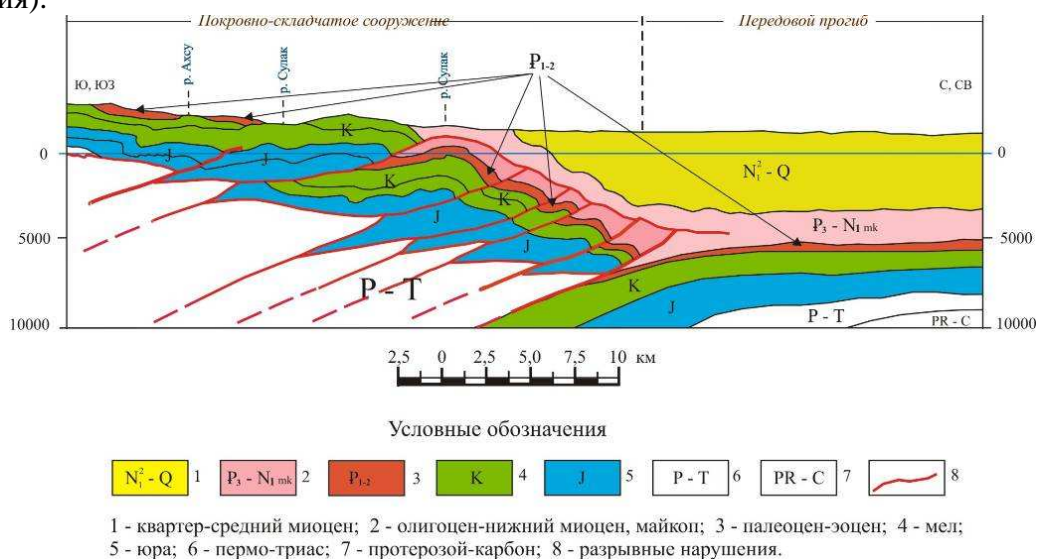


Рис. 2. Модель сочленения Терско-Каспийского передового прогиба и складчатого сооружения Восточного Кавказа (по Н.Т. Романову и Р.А. Магомедову)

Этапы повышенной сейсмичности включает эпохи повышенной и пониженной сейсмичности, последние из которых встречаются чаще (Микуленко К.И., 1978). Следы древних землетрясений встречаются там, где установлены синхронные вулканогенные образования. В большинстве случаев они резко проявляются в периоды значительной смены направлений движения (воздымания и наоборот), либо в периоды резкой смены скорости однонаправленных движений. Максимумы сейсмопроявлений приходится на начальные и завершающие стадии их развития. Палеосейсмичность в ряду других тектонических процессов является категорией автономной, проявляющейся на определенном этапе развития. Сейсмологические толчки проявляются в процессе разрывообразования, возникающие в итоге разрыва системы осложняющих их трещин, и представляют собой главные потенциальные пути для вертикальной миграции флюидов. Разрывы не глубокого заложения обеспечивают поступления из глубинных зон газов и минеральных вод. Кроме того, вибрационный эффект обуславливает разномасштабное дробление пород и формирование подводных оползней, грязевых и суспензионных потоков и диапиров. Экспериментально доказано, что сейсмичность влияет на скорость преобразования концентрированного и рассеянного ОВ в условиях невысоких давлений и температур. Это позволило сделать вывод, что в эпохи высокой сейсмичности преобразование ОВ в УВ может происходить относительно ускоренно даже на меньших, чем это необходимо для главной фазы нефтеобразования. Предполагается значительное влияние сейсмичности на миграцию флюидов, и в том числе углеводородов. Во-первых, оно связано с периодами сейсмопроявлений за счет образования разрывов, являющихся потенциальными путями вертикального перемещения флюидов. Во-вторых, оно имеет пульсационный характер процесса разрывообразования, проявляющийся в периодическом чередовании сжатия и растяжения (Сибсон Р.Н., 1975), обуславливающее возникновение нагнетающего

эффекта, приводящего к перемещениям флюидов вдоль разрывов и осложняющих их трещин. Кроме того волновое воздействие сейсмических толчков на породы способствует улучшению фильтрационных свойств гранулярных пород-коллекторов (Черский Н.В. и др. 1977).

Таким образом, в старых и освоенных нефтегазоносных провинциях с налаженной инфраструктурой имеются значительные резервы для наращивания ресурсной базы УВ за счет выявления нетрадиционных залежей нефти и газа в пределах Каспийского мегабассейна. Это - палеозой Прикаспийской мегасинеклизы, бесформенные глыбы песчаников со следами плейчатости и течения материала за счет будинажа, диапиризма и др. в Восточном Предкавказье и в зоне сочленения Терско-Каспийского передового прогиба со складчатым сооружением Большого Кавказа.

#### Литература

1. Авров В.П., Крылов Н.А., Лисовский Н.Н., Новиков А.А. Модель строения и развития нефтегазоносного бассейна Прикаспийской впадины. //Тр. 28-й сес. Геологического конгресса. М.: Наука. 1989. 181с.
2. Большой Кавказ в альпийскую эпоху /под редакцией Ю.Г.Леонова –М... Геос. 2007-368с.
3. Вассоевич Н.Б., Архипов А.Я., Бурлин Ю.К. и др. Нефтегазоносный бассейн – основной элемент нефтегеологического районирования крупных территорий //Вестник МГУ, сер. 4 Геология . 1970, № 5.с. 13-24.
4. Конюхов И.А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с нефтегазоносностью.- Л.: Гостоптехиздат,1959 . с.5-35.
5. Магомедов Р.А. Тектоника, современная геодинамика и сейсмичность области Дагестанского клина Восточного Кавказа //ДНЦ РАН «Вестник Дагестанского Научного Центра» , №49. –Махачкала, 2013-С.27-34.
6. Микуленко К.И. Тектонические режимы и нефтегазоносность осадочно-породных бассейнов //Осадочные бассейны и нефтегазоносность. - М.: Наука, 1989. 181с.
7. Сабанаев К.А., Черкашин В.И. Геологическое строение и нефтегазоносность осадочного комплекса Российского сектора акватории Каспийского моря. - Махачкала, 2008, 208с.
8. Сабанаев К.А. Флюидодинамическая концепция образования УВ и формирования их залежей в пределах Каспийского мегабассейна //Вестник Дагестанского научного центра № 49. 2013 с. 35-39.
9. Тектоническая карта Дагестана (объяснительная записка) под редакцией акад. Ю.Г.Леонова и канд. геолого-мин.наук К.А. Сабанаева, 2013.
10. Шекинский Э.М., Исаев Б.Н., Али-Заде С.А. Хаотические комплексы северного склона Юго-Восточного Кавказа.//Геотектоника, 1985, №4. С. 69-77.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОВ МАЛКИНСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

*Снежко В.А., Толмачева Е.В.*

*ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, «ВСЕГЕИ»*

Малкинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс объединяет гранитоидные породы, обнажающиеся из-под трансгрессивно залегающих юрских отложений в пределах Карачаево-Черкесской зоны в бассейнах рек Малки и Кубани. Отдельные выходы отмечаются по рекам Аликоновка и Эшкакон (Зеленчук – Баксанский блок Центрально-Кавказского сегмента [3]). Контакты с вмещающими метаморфитами рифея четкие, с образованием роговиков, ориентировка ксенолитов часто согласуется со сланцеватостью вмещающих пород. В верхнем экзоконтакте зафиксировано развитие поздне- и постмагматического микроклина, мусковита, лейкократовых и пегматоидных обособлений; комплекс сопровождается апофизами аплитов.

Наиболее крупный массив обнажается в междуречье Мушт – Малка. По данным бурения и геофизических исследований он прослеживается под перекрывающими отложениями до долины р. Кубань, где наблюдаются отдельные выходы гранитов на поверхность в долинах правых её притоков. Массив представляет собой пластообразное тело в форме гарполита, максимальная обнаженная мощность которого достигает до 1 км. По геофизическим данным она увеличивается к северу и востоку от

р. Малка до 3-4 км. Вмещающими породами являются рифейские образования бечасынского метаморфического комплекса, с которыми наблюдаются интрузивные контакты.

Наиболее распространенными в составе комплекса являются биотитовые граниты розового, красного и серого цвета, состоящие главным образом из плагиоклаза (альбит-олигоклаз-андезин) – 27-56 % , микроклина – до 30 % , кварца - 21-41 % и биотита до 10-15 % , реже отмечается мусковит; аксессуарные и рудные минералы составляют до 2 % .

Граниты малкинского комплекса являются весьма низкотитанистыми, калиево-натриевыми, от умеренно низкоглиноземистых до высокоглиноземистых, нормально - и умереннощелочными. На классификационной TASS-диаграмме фигуративные точки пород комплекса разбросаны в полях от гранодиоритов и гранитов нормальной щелочности до умереннощелочных и даже щелочных лейкогранитов. Коэффициенты калиевости 0,41-0,42 и железистости 0,52-0,56 позволяет считать их переходными между I- и S-типами [4], хотя инициальное отношение изотопов стронция  $0,7059+0,0003$  [5] характеризует их как I-тип. Содержание редких элементов выше, чем в гранитах белореченского и уллукамского комплексов, и на диаграмме Rb-(Y+Nb) породы малкинского комплекса попадают в поле внутриплитных гранитов [4].

Породы комплекса слабо изучены современными геохронологическими методами. Ранее, на основании определений K-Ar методом, значения которых преобладали в интервале 232-290 млн лет [1], их считали позднепалеозойскими и даже раннепермскими. Однако в литературе [2] имеются сведения о наличии гальки гранитов малкинского комплекса в верхней части сероцветной молассы верхнего карбона, что дало нам основание ограничить возраст комплекса средним карбоном. Не исключалась возможность и более древнего, нижнекаменноугольного возраста.

Нами из гранитов малкинского комплекса были отобраны пробы, из которых были выделены цирконы для исследования изотопными методами и изучения в них включений.

Цирконы в пробах, в основном, длиннопризматические, бесцветные – Zr 2. В пробах присутствуют единичные зерна желтоватого короткопризматического корродированного циркона, наблюдающегося как в виде ядер в длиннопризматическом бесцветном цирконе, так и в виде самостоятельных зерен – Zr 1. Zr 1 и Zr 2 содержат аналогичные полностью раскристаллизованные расплавные включения, свидетельствующие об интрузивном генезисе цирконов. Изучение этих расплавных включений в Zr 1 и Zr 2 в Лабораторном центре ВСЕГЕИ на растровом электронном микроскопе CamScan MV 2300 показало их соответствие двуполевошпатовым гранитам, обогащенным стронцием (в ортоклазе до 1,6% Sr). U-Pb методом (SRIMP-2, ЦИИ ФГУП ВСЕГЕИ) получен конкордантный возраст Zr 2 -  $300\pm 3,4$  млн лет – возраст кристаллизации гранита. Возраст Zr 1 (ядер в Zr 2) колеблется в интервале  $323,2\pm 4,9$ - $327,7\pm 5,2$  млн лет. Вероятно, это возраст цирконов, формирующихся в очаге генерации магмы. Кроме того, на Zr 1 и Zr 2 иногда наблюдаются тонкие прерывистые оболочки и наросты идиоморфного бесцветного циркона – Zr 3 - с возрастом  $283,6\pm 4,4$  млн лет. В Zr 3 содержатся исключительно флюидные первичные включения, что свидетельствует, по-видимому, об их автотетасоматическом генезисе, так как граница между Zr 2 и Zr 3 не имеет следов коррозии.

Таким образом, анализ цирконов из гранитов малкинского комплекса U-Pb показал их среднекаменноугольный возраст. Кристаллизация цирконов начиналась в очаге генерации магмы (в интервале  $323,2\pm 4,9$ - $327,7\pm 5,2$  млн лет) и завершилась в  $300\pm 3,4$  млн лет, причем автотетасоматические преобразования гранитов продолжались вплоть до  $283,6\pm 4,4$  млн лет.

#### Литература

1. Лебедько Г.И., Усик В.И. Геохронология Северного Кавказа. Ростов: Изд-во Ростов. гос. ун-та. 1985. 148 с.

2. Михеев Г.А., Потапенко Ю.Я., Снежко В.А. О возрасте гранитоидов уллукамского и малкинского интрузивных комплексов Северного Кавказа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1975. № 2. С.40-43.

3. Снежко В.А. Геологическое обоснование схемы структуро-вещественного районирования Большого Кавказа // Региональная геология и минералогия. СПб. ВСЕГЕИ. 2012. № 51. С. 52-61.

4. Снежко В. А., Усик В.И., Потапенко Ю.Я. Геодинамическая модель формирования герцинских гранитоидов Большого Кавказа //Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Материалы IX международн. научно-практической геологической конференции. Ессентуки, 2000. С. 155-175.

5. Hanel M., Gurbanov A.G., Lippold H.J. Age and genesis of granitoids from the Main Range and Bechasyn Zones of the western Great Caucasus // N. Jb. Mineral. Mh. 1992. H.12. P. 529-534.

## **НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ ФИАГДОНСКОГО И МАЧХАЛОРСКОГО КОМПЛЕКСОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА**

*Снежко В.А.*

*ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.  
Карпинского, Санкт-Петербург, «ВСЕГЕИ»*

На Большом Кавказе вулканические образования встречаются в основном в нижней части разреза юрских образований, в отложениях лейаса-аалена, и спорадически встречаются в более молодых, байос-батских (преимущественно на Южном склоне Кавказа). На Центральном Кавказе этими образованиями заняты довольно значительные площади в бассейне р. Кубань, а также среднем течении р. Черек-Безенгийский и в междуречье Ардон – Асса, в последнем случае они выделены [4] в фиагдонский комплекс. На Восточном Кавказе ранне-среднеюрские вулканы обнажаются в верховьях р. Аварское Койсу и в среднем течении р. Самур (мачхалорский комплекс) [5].

Центральную часть района междуречья Ардона - Асса занимает Адайком-Дарьяльская выступ палеозойского фундамента, в том числе гранитоиды Дарьяльского массива, крылья сложены нижнеюрскими песчано-глинистыми отложениями, метаморфизованными до аспидных сланцев. К югу от выступа, отделяясь от него Шаукольским разломом, узкой полосой прослеживается тело Фиагдонского покрова, сложенного черносланцевой аспидной формацией с широким развитием в ней эффузивно-силловых фаций основного магматизма фиагдонского вулканического комплекса натриевых базальтов - габбродолеритов. По Адайком-Казбекскому разлому фиагдонский покров граничит с расположенной южнее зоной развития песчано-глинистых фаций тоара и аалена, которые в Осетии не содержат вулканических образований. Севернее Адайком-Дарьяльской зоны располагается Дигоро-Осетинская зона, сложенная мелководными осадками нижнеюрского возраста. В низах разреза этой зоны развита андезит-дацитовая формация известково-щелочной серии (садонский комплекс).

К востоку от р. Терек фундамент погружается под напластования нижней юры, которые образуют сложную складчатую структуру, в которой выделяются тектоническая зона Бокового хребта, имеющая в общем антиклинальное строение и антиклинальная зона Главного хребта Восточного Кавказа (Аргун-Самурская зона [1]), и разделяющая их Бежетинская депрессия. В Аргун-Самурской зоне в верховьях рек Андийское и Аварское Койсу в пределах Мачхалорской подзоны выделяется мачхалорский базальтовый вулканический комплекс.

Породы фиагдонского комплекса – это субвулканические габбродолериты и базальтоиды покровной фации, залегающие в виде отдельных горизонтов в составе дзамарашской свиты и слагающие практически полный объем бугультинской свиты. Покровная фация представлена пластовыми телами, формировавшимися синхронно с накоплением терригенных отложений. Эти тела образованы лавобрекчиями и лавами

натриевых базальтов и, реже, пикритами. Субвулканические породы комплекса распространены незначительно. Это мелкие штокообразные тела габбро (350 x 150 м) и субогласные с вмещающими породами силлы микрогаббро и габбродолеритов, не превышающие по протяженности 3,5 км (обычно в пределах 500 - 1000 м) при мощности от 3 до 10-15 м.

Вулканиды мачхалорского комплекса образуют покровы, залегающие в толще пород мачхалорской свиты (данные И.Ф. Рудянова). Мощность их варьируют от 15-25 м до 60-80 м, а протяженность - от первых десятков и сотен метров до нескольких километров. Вулканиды покровов представлены натриевыми базальтами. Широко распространены также силлы и дайки долеритов и габбродолеритов. Оба комплекса залегают среди однообразных глинисто-песчаных пород и относятся к толеитовой серии [3]. Кислые и средние члены в составе комплексов составляют не более 1-2 % .

Некоторые петрохимические особенности базальтоидов этих комплексов рассмотрены ниже. На TAS-диаграмме [7] фигуративные точки химических составов пород располагаются (рис. 1) в поле базальтов, при этом для пород фиагдонского комплекса отмечаются отклонения как в сторону трахибазальтов так и основных пикробазальтов. Вулканиды мачхалорского комплекса располагаются более компактно, не выходят за пределы поля собственно базальтов и имеют более кислый состав по сравнению с фиагдонскими.

Более наглядно различия в химизме пород комплексов устанавливается на бинарной диаграмме для главных породообразующих окислов в зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$  (рис. 2). Для вулканидов мачхалорского комплекса характерны более высокие содержания окислов железа, фосфора и, с некоторой долей условности, титана и калия. В то же время в них отчетливо наблюдается пониженное количество глинозёма, магнезии и окисла кальция. Содержание едкого натра в породах обоих комплексов примерно одинаковое.

Таким образом, по химическому составу породы фиагдонского комплекса характеризуются [4] следующими особенностями: содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется в пределах 44,2-50,0 % в вулканидах покровной фации и 45,40-50,10 % в породах субвулканической фации при значительном колебании суммы щелочей (0,25-4,76 %) и преимущественно натриевом типе щелочности. По этим параметрам вулканиды комплекса принадлежат к семейству базальтов, лишь отдельные из них являются умереннощелочными пикробазальтами и трахибазальтами, а субвулканические образования относятся к семейству габброидов. Этим породам свойственна высокая глиноземистость (15-18 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) при коэффициенте глиноземистости больше единицы, высокая магнезиальность (6-11 %  $\text{MgO}$ ) и относительно низкие содержания общего железа (7-9 %). Отношение  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  колеблется в пределах 0,8-1,2. В их нормативном составе всегда присутствует значительное количество оливина [3], хотя в модальном оливин не наблюдался

В породах мачхалорского комплекса содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется в пределах 46,2 – 53,1 %, характерно незначительные колебания в содержании глинозёма (при относительно низкой концентрации его, равной 12,84 – 17,5 %), относительно низкая магнезиальность (в среднем около 5,5 %) и повышенные содержания железа.

Резкие различия в содержании железа и магния в породах описываемых комплексов отчетливо устанавливаются на различных петрохимических диаграммах, наиболее показательной из которых является диаграмма, показывающая зависимость содержания магнезии от отношения  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  (рис. 3). Эта диаграмма показывает, что процесс дифференциации фиагдонского комплекса происходил с накоплением магния, в то время как для мачхалорского комплекса характерно накопление суммарного железа в процессе дифференциации.



Выявленные петрохимические особенности и различия в направленности дифференциации дали основание выделить [5,6] две серии пород: магнезиальную (фиагдонский комплекс) и железистую (мачхалорский комплекс).

Для пород магнезиальной ветви характерно высокое содержание глинозёма, магния и кальция при относительно постоянном количестве кремнезёма и суммарного железа. Процесс дифференциации фиагдонского комплекса происходил с накоплением магния и близок к коматиит-толеитовому тренду архейских зеленокаменных поясов (что видно на диаграмме  $CaO-MgO-Al_2O_3$ ), отличаясь от типичных коматиитов меньшим количеством магния. Базальты комплекса на диаграмме АФМ попадают в поле толеитовых базальтов.

Для мачхалорского комплекса, представляющего железистую серию, характерно пониженное содержание глинозёма и примерно постоянное количество общего железа (при повышенной концентрации последнего). Дифференциация базальтоидов идёт по феннеровскому пути и сопровождается накоплением железа и титана при одновременном уменьшении количества алюминия, кальция и магния.

Петрохимические и геологические данные позволили сделать вывод [6] о формировании базальтоидов магнезиальной субсерии на утоненной субокеанической коре, представляющей собой внутридуговой бассейн типа бассейнов западной части Тихого океана. Вулканы железистой субсерии имеют петрохимические характеристики и характер дифференциации, свойственные породам активных континентальных окраин, для зон перехода от океана к континенту. По составу главных породообразующих компонентов породы серии близки толеитам СОХ и Красного моря, незначительно отличаясь от них лишь повышенной титанистостью и более низкой магнезиальностью.

Выявленные особенности вещественного состава и латеральной изменчивости ранне-среднеюрского вулканизма, наряду с другими особенностями геологического строения региона, подтверждают выделение в восточной части Большого Кавказа Центрально-Кавказского и Восточно-Кавказского сегментов, различающихся историей своего развития. Границей между выделенными сегментами служит Терско-Сунженский разлом [1,2]. Установленные особенности необходимо учитывать при металлогеническом районировании региона.

#### Литература

1. *Снежко В.А.* Геологическое обоснование схемы структурно-вещественного районирования Большого Кавказа // Региональная геология и минералогия. СПб. ВСЕГЕИ. 2012. № 51. С. 52-61.
2. *Снежко В.А.* Некоторые петрохимические особенности ранне-среднеюрских базальтоидов востока Центрального Кавказа и Восточного Кавказа как основа для районирования // Вулканизм и геодинамика. V Всеросс. Симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Мат. докл. Екатеринбург. 2011. С. 172-175.
3. *Снежко В.А., Снежко Е.А.* Раннемезозойские базальтоидные комплексы Северной Осетии и их рудоносность // Геология, оценка и локальный прогноз месторождений цветных, редких и благородных металлов. Новочеркасск, 1994. С. 65-74.
4. *Снежко Е.А., Снежко В.А.* Латеральная зональность магматизма и металлогения раннемезозойской окраины Европейского континента на примере Северного Кавказа // Рудные формации структур зоны перехода континент - океан. Магадан, 1988. С. 62-63.
5. *Снежко Е.А., Снежко В.А.* Петрохимические особенности раннемезозойских базальтоидных комплексов Восточного Кавказа // Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа. Мат. VIII Юбилейной конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Эссентуки, 1995а. С. 226-228.
6. *Снежко Е.А., Снежко В.А.* Раннемезозойские базальтоидные комплексы Восточного Кавказа // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых Юга России. Тез. докл. зональной научной конференции. Новочеркасск, 1995б. С. 25-27.
7. *Шарпёнок Л.Н., Снежко В.А., Энна Н.Л.* Юрские магматические комплексы // Геологическое строение и полезные ископаемые российской части Кавказа и прилегающих акваторий. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2008. С. 259-275. Электрон. издание № 0321102226.

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ОСАДОЧНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Мацапулин В.У.<sup>1,2</sup>, Тулышева Е.В.<sup>1,2</sup>, Исаков С.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН

<sup>2</sup>Дагестанский государственный университет.

Целью работы является установление геохимических индикаторов некоторых гидротермальных и осадочных процессов. По карбонатным породам проведены определения элементов-примесей – таблица 1 №1-6 – атомно-абсорбционным методом в Институте геологии ДНЦ РАН; таблица 1 №7-10, таблица 2 №1-4 – методом ISP\_MS, кислотные вытяжки (г. Черноголовка).

Исследованные пробы можно свести к двум группам: осадочные породы – доломиты Араканы (4,5), Унцукуль (6), известняки Талги (7); гидротермальные карбонаты-травертины Хучни (1,2), Талги (10), дюна Сарыкум (3) карбонатная корочка – производная фумарольных процессов по [1], жильные кристаллы кальцита из гидротермального карбонат-пиритового проявления в пределах нефтегазоносной площади Талги в карьере по отработки меловых известняков [2]. Каковы же геохимические индикаторы установлены по проведенным определениям (табл.1,2)?

Таблица 1.

Содержание элементов-примесей в пробах (г/т)

Элементы	Травертины Хучни		Сарыкум, карбонатная корочка	Доломиты			Талги			
				Араканы		Унцукуль	Известняки (K <sub>2</sub> )	Крупные кристаллы кальцита	Мелкие кристаллы кальцита	Травертины
	1	2		3	4	5	6	7	8	9
Sc	0.0035	0.003	0.0003	0.006	0.0025	0.002	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
Be	0.12	0.25	0.25	0.05	0.13	0.08	0.17	0.048	< ПО	0.031
Zn	6.6	15.4	10.9	12.8	3.8	4.5	162	2.7	7.6	4.1
Cu	17.3	41.2	25.9	4.9	3.2	4.3	4.2	< ПО	0.73	0.66
Pb	12.3	12.7	9.4	5.8	5.4	7.2	7.8	0.72	0.54	0.32
B	122	123	171	72.8	323	302	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
Sr	586	572	550	450	685	722	507	650	429	76
Cd	0.13	0.11	0.18	0.093	0.051	0.059	2.4	0.89	0.21	0.082
Ni	2.5	9.0	24.2	0.4	0.3	0.3	48.2	0.75	12.6	4.06
Co	6.2	25.0	40.0	35.0	20	15	24.2	0.59	2.6	0.92
Cr	22.8	16.7	17.8	26.2	20.3	42.0	7.8	< ПО	< ПО	< ПО
Fe	122.7	217.3	209.2	82.8	49.9	36.9	4917	3119	26834	466
Al	145	60	150	12.5	30	20	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
Ag	1.8	1.0	0.9	0.2	2.2	1.4	< ПО	< ПО	< ПО	< ПО
As	0.6	1.3	3.9	0.1	12.4	0.1	9.0	0.6	1.5	< ПО
Mn	7.3	12.0	6.6	30.2	38.8	12.2	400	522	451	258
MgO %	0,76	1,01	0,76	19,23	17,71	17,70	3443	1281	41805	2837
Na <sub>2</sub> O	0,94	2,02	2,78	2,53	2,40	5,85	195	49,4	47,7	151
Sn	6,8	6,1	6,5	5,0	7,0	5,1	0,52	0,48	0,65	0,57
Zr	0,50	251	4,47	685	86	920	0,09	0,32	0,14	0,084
Bi	16,2	17,0	1,2	2,5	2,42	1,5	0,15	–	–	–
Sb	–	–	–	–	–	–	0,025	0,048	0,020	0,034
Ca %	33,5	33,7	18,0	22,5	22,5	23,8	21,45	31,18	21,31	33,57
CaO %	46,9	47,2	25,2	31,5	33,2	–	–	–	–	–
K	75,0	209,5	1443,7	2,0	266,3	127,0	603	40,8	45,3	60,1
Li	3,2	2,7	37,6	0,03	7,8	0,7	6,0	0,3	0,24	2,2
Cs	1,04	0,94	6,08	0,64	2,25	0,95	21,7	0,80	0,82	0,35
Rb	–	–	15,8	–	–	–	8,6	0,18	0,19	0,82
Ba	130	180	635	145	920	840	15,1	16,8	11,6	93,4
Ti	68,7	69,1	213	7,9	23,9	13,6	1,5	–	–	–

ПО – предел обнаружения

## Лантаноиды (редкие земли)

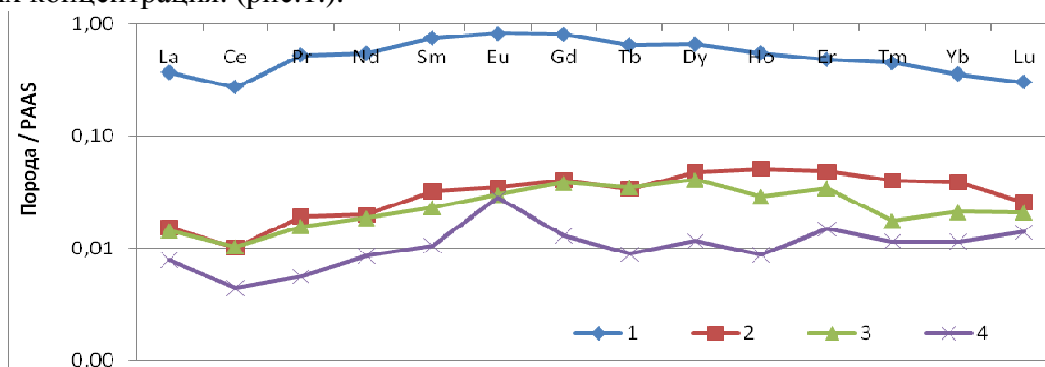
№№ п/п	Название материала, место отбора	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	Талги известняки (К <sub>2</sub> )эндогенно-жильное проявление	14,1	21,7	4,7	18,5	4,2	0,90	3,8	0,5	2,5	0,55	1,4	0,18	1,0	0,13
2	Крупные кристаллы кальцита жильного	0,58	0,80	0,17	0,67	0,18	0,838	0,19	0,026	0,21	0,051	0,14	0,016	0,109	0,011
3	Мелкие кристаллы кальцита жильного	0,56	0,82	0,14	0,63	0,13	0,033	0,18	0,027	0,18	0,029	0,10	0,007	0,059	0,009
4	Травертин	0,30	0,35	0,05	0,29	0,059	0,031	0,061	0,0068	0,051	0,0087	0,043	0,0046	0,032	0,006
5	Превышение концентраций лантаноидов известняков над кларками элементов в карбонатах	3	22	4	1,2	3,5	4,6	4	2,5	4	2	3	-	3	-

Селен в Талгах не установлен, в травертинах связанных с пеплами (1,2) селен концентрируется на уровне его содержаний в доломитах (Аракань, Унцукуль), а в карбонатной корочке Сарыкума уменьшен на порядок. Бериллий, в травертинах с Хучни его концентрация составляет (0,12-0,25), на этом уровне он установлен в карбонатной корочке и известняке Талгов; в доломитах и гидротермальных продуктах содержание его снижается на порядок. Цинк в травертинах составляет 6,6-15,4, несколько снижается его концентрация в доломитах и резко увеличивается в известняках (162). В гидротермальных образованиях он составляет 2,7-7. Цинк для известняков может иметь гидротермально-вулканогенную природу. Медь в повышенном содержании отмечается в гидротермах (исключая травертин Талгов). Свинец в травертинах, доломитах, известняке отмечается в повышенных концентрациях, снижаясь на порядок в гидротермальных карбонатах Талгов. Бор в повышенном содержании установлен в доломитах, несколько снижается в травертинах Хучни и карбонатной корочке Сары-Кума. Для Талгинских проб бор не установлен. Стронций в повышенном количестве (от 400 до 750г/т) отмечается почти во всех породах. Кадмий, максимальное количество (2,47) отмечено в известняке (проба 7), в травертине, карбонатной корочке кристаллах кальцита (0,082-0,89), а в доломитах снижается на порядок (0,051-0,093). Никель, повышенное содержание (48,2) из всех проб отмечено в известняках; в травертинах, мелких кристаллах кальцита содержание несколько (в 2-3 раза) снижено (2,5-24,2), а в доломитах и крупных кристаллах кальцита отмечены его минимальные концентрации (0,3-0,75). Кобальт, максимум отмечен для карбонатной корочки (40), минимальное содержание установлено для кристаллов кальцита Талгинской площади (0,92-2,6). Хром, повышенные содержания характерны для доломитов (20,3-42,0), несколько снижаются в травертинах и карбонатной корочке (17,8-22,8). В кристаллах кальцита и травертине талгинской площади хром не установлен. Повышенные содержания железа (466-26834) характерны для талгинских проб, в остальных – они резко снижаются (36,9-217,3). Алюминий в травертинах Хучни и карбонатной корочке составляет (60-150), в доломитах резко снижается (12,5-30), в талгинских пробах элемент не определялся. Серебро, отмечено низкое содержание (0,2-2,2), а в талгинских пробах на пределе обнаружения. Мышьяк в травертинах Хучни и карбонатной корочке составляет (0,6-3,9), в доломитах (0,1-12,4), хотя по данным качественного анализа мышьяк в них определен до 100г/т. В талгинских пробах максимум отмечен в известняках (9,0), в кристаллах кальцита – 0,6-15. Марганец очень характерен для карбонатов Талгинского проявления (258-522), минимальные значения отмечены в травертине и карбонатной корочке (6,6-12,0), в доломитах содержание элемента составляет (12,2-38,8). Казалось бы травертины проявлений Хучни и Талги одинаковы по генезису, но содержание марганца в них

резко отличное. Это, видимо, обусловлено связью травертинов Хучни с проявлением пеплов (газо-паро-пепловыми флюидами). Натрий для травертинов, карбонатной корочки и доломитов мало характерен (0,94-5,85), в доломитах и известняке его содержание резко увеличивается (47,7-195). Олово, для талгинского проявления мало характерно (0,48-0,65). В травертинах и доломитах его концентрация составляет 5,1-7,0. Циркон для талгинского проявления не характерен (0,0847-0,32), для травертинов и доломитов резко увеличивается (86-920), а в карбонатной корочке – 4,47. Висмут в повышенном содержании отмечен в травертинах Хучни (16,1-17,0), в кристаллах кальцита он не установлен, в остальных пробах содержание низкое (1,2-2,5). Сурьма установлена только в талгинском проявлении (0,02-0,048). Калий максимум установлен в карбонатной корочке (1443,7), повышенные содержания (2,0-266,3) отмечены в доломитах и травертинах, высокая концентрация (603) установлена в известняке. В кристаллах кальцита относительно низкая концентрация (40,8-60,1). Литий, самые высокие концентрации отмечены в карбонатной корочке (37,6) и известняке (21,7), во всех остальных пробах отмечены содержания от 0,03 до 7,8. Цезий, также как и литий, в повышенных количествах отмечен в карбонатной корочке (6,08) и в известняке (21,7). Аналогичная закономерность и для рубидия: карбонатная корочка – 15,8, известняк – 8,6; в кристаллах кальцита (0,18-0,82). Барий относительно высокие концентрации отмечены в травертинах и доломитах (130-920), в талгинских пробах его содержание резко уменьшается (11,6-93,4). Титан высокое содержание отмечено в карбонатной корочке (213), в кристаллах талгинского проявления его не установлено, а в остальных пробах его содержание составляет (1,5-69,1).

По рассмотренным геохимическим анализам определенно выделяются карбонатные корочки по K, Li, Cs, Rb, Ba, Ti, B, Ni, Co, Fe, Al, As высоким содержанием этих элементов или близостью их концентраций к таковым хучнинских травертинов, образовавшихся совместно с пеплами. Образование карбонатных корочек мы связываем с вулканогенными процессами – фумаролами [2]. Полученные материалы подтверждают эти представления.

В таблице 2 приведены содержания лантаноидов (редкие земли) в известняке верхнего мела и жильном карбонатном материале талгинского проявления. Из приведенной таблицы 2 видно, что известняки отличаются повышенным содержанием, превышающем кларк этих элементов в карбонатных [3] породах от 1,2 (Nd) до 22 (Ce) раз, и только для Tm и Lu содержания ниже кларка. Считаем, что повышенные содержания лантаноидов в известняках обусловлено подводными вулканогенно-гидротермальными процессами. Известняки являются источником лантаноидов в гидротермальных кальцитах и травертине. При этом в последнем отмечается самая низкая их концентрация. (рис.1.).



1 – Известняки (K<sub>2</sub>); 2,3 – Крупные и мелкие кристаллы кальцита в прожилках;  
4 – Травертины.

Рис.1. Распределение лантаноидов в карбонатных породах Талгинской площади.

На диаграмме, где концентрации микроэлементов нормированы к составу примитивной мантии, хорошо видна близость основных геохимических черт карбонатов известняка до травертинов. Особенно близки кривые 2,3 – отражающие состав лантаноидов гидротермального кальцита. Эти материалы подтверждают представления о том, что редкоземельные элементы контаминированы при гидротермальном (образовании кальцитов) процессе.

Выступ г. Кукуртау, где расположено гипс-пиритовое проявление, трактуется многими геологами по различным признакам: изотопии элементов С, S, Не в сероводородном источнике Талги, структурным особенностям, геофизике, как структура образованная внедрением магматической интрузии в карбонатную толщу. Видимо, здесь могли иметь место и подводные гидротермально-магматические процессы. По этим материалам рекомендуется более детальное обследование известняков Талгинской газо-нефтяной площади на редкоземельные элементы.

#### Литература

1. Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В. Геологические условия формирования дюны Сарыкум и геохимические особенности карбонатных корочек в ней (Дагестан). Журнал «Аридные экосистемы» Т.19, №1 (54), 2013. С.19-27.
2. Лаврушин В.Ю., Мацапулин В.У., Кулешов В.Н. Палеофлюидный режим структуры нефтегазоносной площади Талги. Геоэкологические проблемы освоения и охраны ресурсов подземных вод Восточного Кавказа. Материалы научно-практической конференции. Труды Института геологии ДНЦ РАН. Вып.49, Махачкала. 2003. С.151-153.
3. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. М., Изд-во «Наука», 1990, 247с.

### ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ САМАРИЙ/НЕОДИМ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕПЛАХ ДАГЕСТАНА

Мацапулин В.У.\*, Исаков С.И.\*, Серов П.А.\*\*

\*Институт геологии Дагестанского научного центра РАН

\*\*Геологический институт Кольского научного центра РАН.

Sm-Nd изотопная система может использоваться для определения мантийного или корового происхождения протолита. Sm и Nd обладают высокой степенью фракционирования при корообразующих процессах в ходе частичного плавления мантийных источников, а также близостью поведения этих элементов (т.е. малой изменчивостью Sm/Nd отношений) в процессах внутрикорового плавления, метаморфизма, эрозии и переотложения. Зная возраст метаморфизма пород и величины отношений изотопов  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  определяется величина  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , по знаку и величине которой можно определить коровую или мантийную принадлежность протолита и степень контаминации мантийного вещества коровым материалом.

Места отбора проб и изотопные отношения приведены в таблице.

Таблица

Изотопы Sm, Nd в пеплах Дагестана.

Места отбора	Содержание, ppm		Изотопные отношения		T <sub>(DM)</sub>	ε <sub>Nd</sub>
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$		
Халагорк 350-10	3.17	22.49	0.0085	0.512829±17	240	+3.7
Рубасчай 310-9	0.33	1.77	0.1121	0.512253±14	1347	-7.5
Дербент 21-8	2.14	10.31	0.1251	0.512411±14	1274	-4.4
Урминское плато на террасе	3.94	22.09	0.1079	0.512602±15	792	-0.7
Паласырт	5.13	27.21	0.1139	0.512410±10	1132	-4.5
Истису	1.7	10.10	0.0988	0.511626±13	2017	-19.7
Халагорк	5.06	29.61	0.1032	0.512563±11	812	-1.5
Буйнакск (кутан) Эрпели-Озень	3.19	22.99	0.0838	0.512782±6	434	+2.8

Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan-MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием ренийевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава неодима в стандарте La Jolla =  $0.511843 \pm 13$  (среднее из 20 измерений) не превышает 0.003 % ( $2\sigma$ ). Ошибка в  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  отношениях составляет 0.3% ( $2\sigma$ ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Изотопные отношения были нормализованы по отношению  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ , а затем пересчитаны на принятое отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla = 0.511860. Вычисление Sm-Nd модельных возрастов проводилось согласно. [3]

Ввиду того, что период полураспада самария очень велик, Sm-Nd система при таких молодых возрастах будет практически соответствовать современным изотопным отношениям в изученных породах, и изменение Sm/Nd отношений и изотопного состава неодима в этих породах будет незначительным. Поэтому пересчет на возраст в данном случае не приведет к какому-либо существенному изменению величин  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .

Анализ полученных данных позволяет выделить три группы пород, различающихся модельными возрастными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и Sm/Nd отношениями. Для первой группы пород (пробы Халагорк 350-10 и Буйнакск Эрпели-Озень) характерны положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+3.7 и +2.8) и "молодые" модельные возраста (240-434 млн. лет) при очень низких Sm/Nd отношениях. Такие изотопно-геохимические метки характерны для пород с деплетированным, мантийным источником. Деплетированная мантия – мантийный компонент, соответствующий веществу, обедненному легким РЗЭ относительно хондритов. [1]

Вторая группа пород (пробы Халагорк и Урминское плато) характеризуется более древними модельными возрастными (792-812 млн. лет), малыми отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-0.7 и -1.5) и более высоким Sm/Nd отношением. Подобные изотопно-геохимические характеристики могут указывать на некоторую степень контаминации вещества источника материалом коры.

К третьей группе относятся породы с наиболее древними модельными возрастными (1132-2017 млн. лет), сильно отрицательными значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (от -4.4 до -19.7) и повышенными по сравнению с предыдущими группами Sm/Nd отношениями. Такие изотопные метки могут указывать на коровый источник вещества, либо на сильную степень контаминации исходных магм материалом коры.

В первую группу по изотопному отношению Sm/Nd отнесены проявления Халагорк и Эрпели-Озень по проведенным определениям. По геологии, соотношению пеплов с подстилающими породами в эту группу можно отнести верхний пласт Дербентских пеплов и проявление Кара-Тюбе. Но в последнем определении изотопов не проводилось, а в Дербентском пепле соотношение изотопов этих элементов иное, чем в этой группе. Т.е. связи геологического положения пеплов с изотопным отношением не просматривается.

Ко второй группе отнесены близрасположенные проявления Халагорк (на поверхности известняков) и Урминское плато. Для них характерна близость модельных возрастов и слабая степень контаминации вещества источника материалом коры. Видимо, здесь имеет место сродства этих проявлений при образовании их протолита.

К третьей группе отнесены проявления Рубасчай, Паласырт, Дербент, Истису. Для них характерны максимальная степень контаминации исходных магм материалом коры. Для проявления Истису характерно интенсивное гидротермальное изменение вмещающих кварцевых песчаников – главным образом образование белых кварцевых песков, в меньшей степени образование аморфного кремнезема (халцедона), ожелезнение. [2] Что, возможно, связано с особенностями глубинной контаминации. К подобным проявлениям по измененности вмещающих отложений можно отнести проявления связанные с Нарат-Тюбинскими разломами – Буйнакзский перевал, долина

р. Шура-Озень, а также проявления Бугленских карьеров и сел. Нижнее Казанище. Проявление Рубасчай связано с углекислыми фумаролами. На проявлениях Паласырт и Дербент изменении вмещающих и подстилающих пород не отмечено.

Таким образом, проведенные исследования показали различие источников (протолита) Дагестанских позднекайнозойских пеплов.

#### Литература

1. Геологический словарь. Т.1, 2010, 430с.
2. Исаков С.И., Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Юсупов А.Р. Проявление вулканических пеплов в долине реки Истисув в аридной зоне Дагестана (Восточный Кавказ). Журнал «Аридные экосистемы» Т.19, №3 (56), 2013. С.99-106.
3. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

### ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ В ДОЛИНЕ р. СУЛАК

*Мацапулин В.У.<sup>1,2</sup>, Исаков С.И.<sup>1</sup>, Юсупов А.Р.<sup>1</sup>, Тулышева Е.В.<sup>1,2</sup>.*

<sup>1</sup>*Институт геологии Дагестанского научного центра РАН*

<sup>2</sup>*Дагестанский государственный университет.*

Проявление пеплов расположено на правом берегу р. Сулак в 2-3 км от его современного русла, в пределах Миатлинской котловины между Нарат-Тюбинским поднятием и Хадумской антиклинальной складкой. [1].

На местности в котловине в ее южной прибортовой части отмечается зона разлома шириной 20-25м, с простиранием ЮЗ-СВ, хорошо прослеживающаяся на протяжении 300м к югу от трассы Буйнакс-Кизилюрт осветленными породами и их останцами на современной поверхности. Далее к северу от трассы разлом нами не прослежен. В южном конце разлома выделяется шток осветленных пород (h-8-10м, d - до 3-6м). измененные породы это тонкозернистые темно-серые песчаники, алевролиты с осветлением и прожилковой железистой (гематит) минерализацией. Тектонические трещины, по которым развита минерализация, имеют ориентировку согласную с напластованием осадочных пород, менее развита аналогичная поперечная ориентировка трещиноватости.

По восточному контакту разломной зоны отмечаются аналогичные штоку породы в виде выходов, обнажений, но меньших штока по размерам образований. Минерализация в трещинах представлена песчано-глинистой смесью с гематитом. Гематит охристо-оранжевого цвета до черного цвета. Последняя разновидность интенсивно развита в зоне разлома в коренном залегании по трещинам и образует мелкую обломочную сыпь, сопровождающую зону разлома. Выше от штока и южной торцевой части разломной зоны по уступу на склоне отмечены вулканические пеплы. Они представлены четырьмя телами в углублениях уступа. Но изначально, вероятно, это была единая площадь с пеплом. В последующем за счет эрозии она разделилась на четыре участка. Пепел на этом проявлении покрывает аллювиальные отложения. В верхней части (0,2-0,4м) он представлен чистым материалом, глубже до 0,2-3м это уже пепел с аллювием.

Аллювиальный материал представлен хорошо окатанными небольшими валунами и галькой разного размера, сложенными мелкозернистыми темно-серыми песчаниками, долеритом, кварцем.

Эти породы перенесены с Главного Кавказского хребта, с которого берут начало притоки р. Сулак. Только там прослеживаются кварцевые, кварц-сульфидные жилы и магматические дайковые пояса – Кахетинский и Казбековский. Песчаники гальки, валунов ниже-среднеюрского возраста прошли длительную стадию диагенеза – катагенеза, резко отличающиеся от таковых рассматриваемого района. Это аллювий реки Сулак, которая в Миатлинской котловине в тот период сильно меандрировала вправо и левобережье. В последующем, когда река перешла в новое русло, на оставшийся материал в виде террасы или русловой части выпал пепел. Нужно отметить



то, что пепел попал на безводный, осушенный аллювий. Если бы водоток действовал, то пепел бы не сохранился.

Пепел рассматриваемого проявления белого, сероватого цвета. Проведенными нами химическим анализами установлены следующие компоненты (в %):  $\text{SiO}_2$  – 5.30,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 1,30,  $\text{TiO}_2$  – 0.07,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0.71,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.02,  $\text{FeO}$  < 0.25,  $\text{CaO}$  – 29.40,  $\text{MgO}$  – 0.40,  $\text{MnO}$  – 0.01,  $\text{K}_2\text{O}$  – 0.21,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.10,  $\text{SO}_3$  – 41.16, ппп – 21,48,  $\Sigma=100,01$ .



Рис.1 Растрескавшиеся валуны в толще аллювиальных отложений с вулканическим пеплом. В центре растрескавшегося валун с оторочкой карбонатно-пеплового состава.

Всего в составе определены следующие минералы (в %): кварц – 0,995, полевые шпаты – 0,000, серицитизированные обломки - 1,955, гипс-бассанит – 82,017, перлит – 0,995, вулканическое стекло – 2,025, окремненные обломки – 1,885, ожелезненные обломки – 1,013, цеолиты – 8,170, глауконит – 0,943,  $\Sigma=100$ . В аллювиальных отложениях проявления впервые в Дагестане отмечены довольно широко распространенные растрескавшиеся валуны (рис. 1,2). Трещины в валунах проходят по длинной оси по 1-2 и более штук.

Растрескавшиеся породы валунов представлены мелкозернистыми песчаниками. Валуны ориентированы по длинной оси в одном направлении, совпадая с ориентировкой проходящих в них трещин. Растрескавшиеся валуны были все в толще пепла. Но в последующем эрозией пепел и мелкозернистый материал аллювия были эродированы и вымыты, валуны вышли на поверхность. Не перемещённые валуны, их части с трещинами сохраняются вместе. А валуны перемещённые - устанавливаются отдельными обломочками, что отмечается на склонах, с осыпающимся крупным материалом (гальки, валуны), (рис.2.).



Рис.2. На поверхности аллювиальных отложений с пеплом видны растрескавшиеся валуны. Верхний горизонт пепел без обломочного материала.

Среди материала аллювия отмечаются гальки различных пород – кварца, песчаников, долеритов, гидротермально изменённых пород покрытые в верхней, не захороненной в грунте, части карбонатными корочками толщиной до 1-3мм, плотно покрывающие породу, слагающую гальки. В отдельных случаях эти корочки на поверхности представлены пелитоморфными агрегатами, в других в виде плотной



гладкой «штукатурки», напоминающей накипь в чайнике. Корочки в большинстве случаев прочно припаяны к породе. Они бурно вскипают в соляной кислоте.

Корочки толщиной до 6-10мм выполняют трещины, отмечающиеся в валунах и гальке и промежутке между окатанным материалом (рис. 1.) аллювия. Материал этих корочек не такой плотный как описанный выше на окатанных гальках и структура его также отличается. Это своеобразные зернистые агрегаты толщиной до 2-3мм, образуют ноздреватую, ячеистую поверхность. В разрезе видно, что часть этих корочек сложена пеплом, не вскипающим под воздействием HCl. Отмечается незначительная примеска самородной серы. Все разности материала корочек бурно вскипают в HCl, т.е. представлены кальцитом. Здесь же (в трещинах) отмечаются столбчатые отдельности не вскипающие под действием HCl. Эти образования белого, слегка прозрачного цвета похожий на цеолит или гипс. Описанный кальцит сходен с криптозернистым карбонатом известковых корочек дюны Сарыкум [2], а также с кальцитом в виде плотных налетов, корочек (отмечающихся на этом объекте) покрывающих обломки песчаников. Отмечается также сходство этого карбоната по криптозернистости с карбонатными (эндогенными) туффитами на проявлении пеплов Эрпели-Озень [3].

Извержение пепла, по всей видимости, происходило по зоне разлома. Пепловый материал отлагавшийся вокруг зоны был эродирован и унесен поверхностными водами. Около описанного выше штока отмечаются незначительные остатки пепла в виде наплёпок с незначительной примесью самородной серы. Масса же изверженного пепла в виде раскалённой тучи покрыла вышерасположенный аллювий Сулака, сохранившийся до наших дней благодаря благоприятной геоморфологии участка. Раскалённый пепел разогрел материал аллювия до высоких температур. Крупные гальки, валунчики в толще пепла стали от этого растрескиваться, аналогично тому, что происходит, когда разводят большой костер на галечно-валунном аллювии или морских отложениях. В последующем в ненарушенном состоянии растрескавшийся материал в пепловой толще сохранился в целом состоянии. В участках подвергшихся эрозии пепло-аллювиального материала эти обломки с трещинами вышли из-под пепла и сохранились в соединенном состоянии, в других случаях они, скатываясь по склону, были растащены и сохранились в виде отдельных обломков.

Трещины и минерализация в них и на поверхности галек обязаны раскаленному пеплу. Анализами кальцита в пеплах не установлено. Он, видимо, был в них в небольшом количестве и избирательно распределен. Пепел под воздействием HCl не вскипает.

Таким образом, мы считаем что разлом, пепел, трещиноватость аллювиального материала, корочки в трещинах и на поверхности гальки – звенья одной цепи. Из этого следует, что пепел это местное вулканогенное образование, еще одно доказательство местных процессов криптовулканизма в Дагестане. Кроме того изучение геоморфологии района и распространенности в нем пеплов поможет выявить и обосновать поверхность выравнивания в регионе, определить ее возраст.

Авторы выражают благодарность Ю.М. Магомедову, с.н.с., к.г.н. И.А. Идрисову – сотрудникам ИГ ДНЦ РАН, указавшим месторасположение изученных объектов.

### Литература

1. *Никитин М.Ю.* Речные террасы и новейшая тектоника Горного Дагестана (бассейн р.Сулака). Бюл. Московского общества испыт. природы, отд. геологии, Т.54, вып. 5, 1979, с.88-104
2. *Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В.* Геологические условия формирования дюны Сарыкум и геохимические особенности карбонатных корочек в ней (Дагестан). // «Аридные экосистемы» т. 19, М., №1, 2013. С. 19-27
3. *Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Исаков С.И., Юсупов А.Р.* Проявление эндогенных процессов на территории верхнекайнозойских отложений северной окраины Восточного Кавказа. Вестник Дагестанского научного центра РАН, Махачкала 2012, №47, С.41-56.

# ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГАЛЕЧНИКОВ ПОЙМЫ РЕКИ СУЛАК И ПРОДУКТОВ РАЗРУШЕНИЯ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ СЕЛ. МИАТЛЫ-АКАЙТАЛА И ИХ ПОИСКОВАЯ ОЦЕНКА

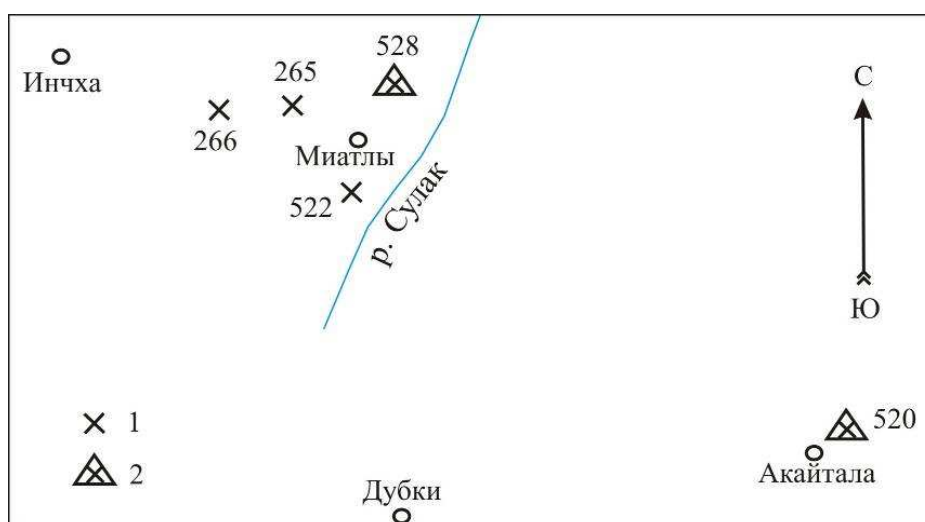
*Паливода Н.К., Осика Д.Г.  
Институт геологии ДНЦ РАН*

Поводом для внепланового изучения рудоносности третичных отложений в районе села Миатлы послужили результаты гидрогеологических исследований, проведённые сотрудниками ИГ Даг. ФАН СССР в 1958 г. В это время с участием одного из авторов были открыты кислые воды и ожелезнённые породы с аномальным содержанием меди, свинца и цинка.(1) Изучение этого района было возобновлено нами в 1971 г, и заключалось в отборе металлометрических, штуфных, бороздовых проб, осмотре прилегающих территорий. В результате был сделан вывод, что аномальные содержания металлов не связаны с гидротермальной деятельностью, а имеют осадочную природу. Источником металлов, поступавших с водами континентального стока в третичный бассейн, были породы и рудные зоны Главного Кавказского хребта, находящиеся в зоне окисления и выщелачивания. С позиций осадочного генезиса рудной минерализации нами дана перспективная оценка на открытие медноколчеданных и полиметаллических руд в третичных отложениях Восточного Кавказа (4,5)

Первые спектральные анализы проб, отобранных в 1971 году, показали. Что в ряде проб присутствует серебро, а в одной из проб, отобранной из галечников обнаружено золото (до 10 г/т). В повторно отобранной на этом участке пробе в 1972 г пробирным анализом установлено более низкое содержание золота – 0,2 г/т (см рис. 3, проба 1-265).

Таким образом, присутствие серебра в третичных глинах послужило поводом для изучения их золотоносности в последующие 1973-1978 гг.

В настоящее время мы располагаем примерно 20 пробирными и спектральными анализами на золото и серебро (рис. 1). Основная масса проб отобрана из галечников поймы реки Сулак в районе с. Миатлы (рис 3), делювиальных отложений (рис. 2-4), и одна проба – из хадумских отложений, вскрытых при строительстве дороги Миатлы – Дубки на правом берегу р.Сулак.



1 – пробы из аллювиальных террас и их номера; 2 – пробы из делювиальных глин и их номера.

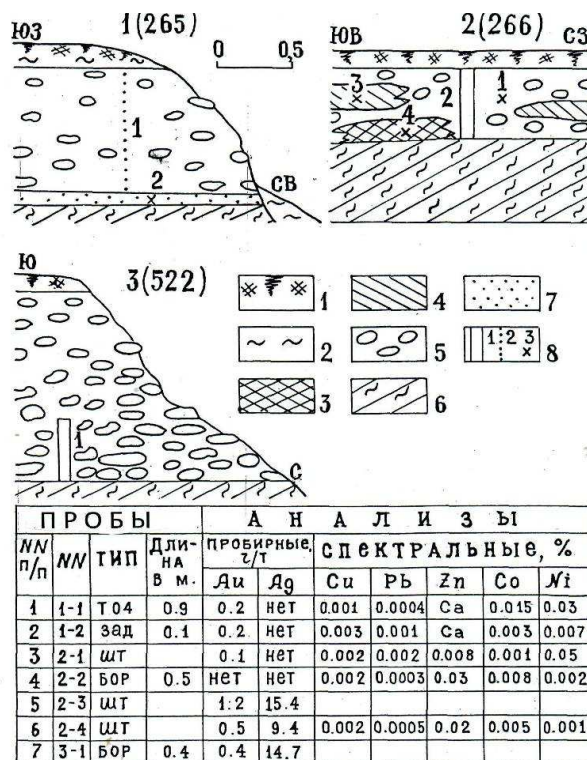
Рис. 1. Схема отбора проб на площади развития третичных отложений в районе сел. Миатлы-Акайтала.

Из галечников, обычно сцементированных гипсом, пробы мощностью в 1 м отбирались из основания террас. В пробу входила песчано-глинистая фракция (30-40 %), галька крупнее 1-2 см – выбрасывалась. В большинстве проб, отобранных из террас, расположенных севернее с. Миатлы, содержание золота колеблется в пределах

0,2-0,3 и серебра 2-3,6 г/т и несколько повышается в террасах, расположенных к западу и югу от с. Миатлы до 0,4-1,2 г/т золота и серебра – до 15 г/т (рис. 3). В результате грубой оценки золотоносности галечников мы предполагаем, что среднее содержание золота в них будет около 0,2 г/т.



Рис. 2. Терраса на северной окраине сел. Миатлы. Вид по азимуту 270°. Мощность галечников около 15 м. В основании галечников делювиальные глины с содержанием золота 0.1 г/т и серебра 3.2 г/т.



1- почвенно-растительный слой; 2 – глины; 3 – галечники, сцементированные гипсом (10-20 %) и окрашенные окислами железа и марганца в черный цвет; 4 – галечники, сцементированные гипсом и окрашенные окислами железа в бурый цвет; 5 – галечники темно-серые выветренные, с окатанными обломками песчаников, мергелей и известняков, сцементированные песчано-глинистым материалом. Размер гальки от 0.5 до 20-30 см; 6 – глинистые сланцы серые; 7 – сыпучка светло-серая песчано-гипсово-глинистая; 8 – пробы бороздовые, точечные, штупные (задырковые) и их номера. В пробы вошла масса с размером обломков до 0.5 см, составляющая 30-40 % объема галечников.

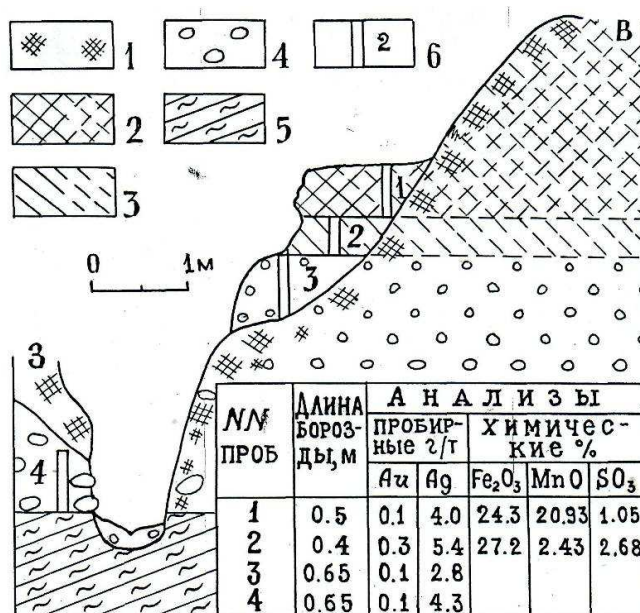
Рис. 3. Зарисовки обнажений 1(265), 2(266) и 3(522) с расположением мест отбора проб. Левый берег р. Сулак, район с. Миатлы.

Особый интерес представляют делювиальные отложения, образованные в результате выветривания третичных отложений. В них содержание золота 0,1-0,3 г/т, серебра – 2,8-5,4 г/т и довольно высокое содержание окиси железа (до 24,3 %) и марганца (до 20,93 %). Результаты анализов проб, отобранных из делювиальных глин

более достоверны и стабильны по содержанию в них золота, т.к. в бороздовые пробы входила вся масса пробы.

Крайняя неопределённость сложилась с оценкой третичных глин в их коренном залегании, залегающих на меловых известняках. Для характеристики этой части разреза были отобраны три металлотрических профиля: один – на левом и два – на правом берегу р. Сулак с разных высотных уровней. В образцах, отобранных из Кумского горизонта, обнаружено присутствие сфалерита и в одной из сохранившихся проб – золота 0,3 г/т и серебра 4,4 г/т. (хадум). Все пробы и результаты по ним были утеряны. Присутствие сфалерита в образцах даёт основание предположить, что основной причиной «утери» проб были положительные результаты анализов.

Следует отметить, что особенно часто терялись пробы, отправляемые на пробирные анализы. Иногда удавалось частично восстановить результаты, но большинство проб было окончательно «утрачено» и их поиски прекращены, а работы полностью свёрнуты в 1978 г.



1 – почвенный слой; 2 – делювиальные глины, окрашенные окислами железа и марганца в черный цвет; 3 – делювиальные глины бурые с черными прослоями и реликтами каолинизированной гальки мергелей; 4 - делювиальные глины серые, участками бурые с окатанными и угловатыми обломками мергелей и известняков, переходящих к основанию в бурые, сильно загипсованные галечники с размером обломков от 0.5 до 20-30 см в диаметре; 5 – глинистые сланцы серые (майкоп); 6 – положение бороздовых проб сечением 3 на 4 см и их номера. В пробу № 4 сечением 5 на 10 см вошло 30 % объема цементирующего вещества, крупная галька выброшена.

Рис. 4. Геологический разрез по балке, расположенной в 10 км к юго-востоку от с. Миатлы, северо-восточнее с. Акай-Тала и к западу от СКВ. 7 (обн. 520).

Возвратиться к этой теме спустя 30 лет стало возможным благодаря новым взглядам на генезис колчеданных руд Горного Дагестана (2,3) и полученным на этой основе выводам о осадочной природе рудной минерализации в третичных отложениях (4,5)

В последних работах дана перспективная оценка неоген-палеогеновым отложениям на открытие колчеданных руд и возможность их комплексного использования. Подчеркивается необходимость определений серебра во всех пробах и при положительных результатах анализировать пробы на золото.

Присутствие золота, серебра, повышенных содержаний окислов железа, марганца и других металлов могут существенно повысить стоимость руд и сделать их рентабельными даже при низких содержаниях меди, свинца и цинка.



Как видно из приведенных данных, изучение золотоносности третичных отложений вполне обосновано.

### **Выводы**

1. В третичное время возможными источниками металлов были породы и рудные зоны Главного Кавказского хребта находившиеся в зоне окисления.

2. Из вод континентального стока медь, свинец и цинк осаждались в третичном бассейне совместно с золотом и серебром.

3. Содержание золота и серебра в породах и рудах будет коррелироваться с содержанием свинца и цинка.

4. Концентрация золотоносных сульфидов возможна вдоль береговой линии в периоды перерывов в осадконакоплении, что необходимо учитывать для определения положения продуктивных горизонтов.

5. На данном этапе изученности следует уделить внимание фораминиферовой свите, хадумскому горизонту, а также залегающим на них делювиальным отложениям. Проведение этих работ неразрывно связано с поисками колчедановых руд, поэтому их перспективная оценка будет общей (4,5).

6. Золотоносность галечников в районе с. Миатлы, связаны с разрушением третичных отложений.

7. Увеличение содержания золота в галечниках к основанию третичного разреза вероятно связано с повышением содержания золота в Кумском (обнаружено присутствие сфалерита) и Ходумском (повышенное содержание золота) горизонтах.

8. Галечники слагающие террасы в районе с. Миатлы обладают повышенной механической прочностью (цементация гипсом), что неизбежно потребует дополнительных затрат на дробление пород при опробовании, добыче. В связи с этим их перспективную оценку следует уточнить.

### **Литература**

1. *Гецеу В.В.* К геохимии кислых миатлинских вод (Дагестанская АССР) Изв. Высш. учебн. завед., геол. и разв., 1962, № 6, С. 99-106.

2. *Паливода Н.К., Паливода А.А.* Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками органических остатков в рудах. ДАН СССР, 1975, т. 225, № 2, С. 426, 427.

3. *Паливода Н.К., Паливода А.А.* О продолжительности накопления рудного вещества в прибрежно-морской зоне и его возможных континентальных источниках при формировании колчеданных и полиметаллических месторождений Дагестана. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, 1980, вып. 4(24), С. 72-79.

4. *Паливода Н.К., Осика Д.Г.* О проявлении сульфидной минерализации в палеоген-неогеновых отложениях Дагестана и их перспективная оценка как новой рудоносной провинции. Тр. ИГ ДНЦ РАН, 2009, выпуск 55. С. 259-263.

5. *Паливода Н.К., Осика Д.Г., Магомедов Ю.М.* Проблема состава, источника и оценки перспектив медно-свинцово-цинковой минерализации палеоген-неогеновых отложений Восточного Кавказа. Тр. ИГ ДНЦ РАН, 2011, выпуск 57, С. 160-163.

## **ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ КОНТАКТОВ КОЛЧЕДАНЫХ РУД С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ РУДНОГО ПОЛЯ КИЗИЛ-ДЕРЕ В ДАГЕСТАНЕ**

*Паливода Н.К., Отинова А.Ю.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

До начала проведения поисковых работ на рудном поле Кизил-Дере в 1965 г было принято считать, что рудные проявления контролируются Главным Кавказским (Ахтычайским) разломом, расположенным в 800 м севернее по пойме реки Ахтычай. По разлому, имеющему северо-восточное падение под углом  $45^{\circ}$ , северо-восточный блок надвинут на юго-западный на 3000 м.

С целью изучения связи оруднения с этим разломом, одним из авторов, тогда работавшим в Дагестанской КГРЭ, была осмотрена зона его предполагаемого положения. В итоге, каких-либо признаков существования разлома не обнаружено. В то

же время, осмотр выходов рудной зоны показал, что она залегает согласно с вмещающими породами и имеет крутое юго-западное падение. Следовательно, рудное тело, залегающее в лежащем блоке разлома, не могло формироваться из нисходящих гидротермальных растворов. На этом основании все поисковые работы и прогнозные оценки в этот период (1965-1968 гг.) проводились с учётом согласного залегания руд с вмещающими породами. Основная информация о взаимоотношении руд с вмещающими породами была получена в процессе изучения Правобережного и Левобережного рудных тел.

Правобережное рудное тело на правом склоне р. Кизил-Дере было прослежено канавами и штольнями по вертикали на 200м. Крутое юго-западное падение рудного тела в верхней трети выхода переходит в пологое, образуя как бы антиклинальную складку, погружающуюся к юго-востоку под углом  $20^{\circ}$ . Северо-восточное крыло предполагаемой складки в этом районе не изучалось. Слоистость пород, вскрытая канавами и наблюдаемая в обнажениях, залегает согласно с залеганием рудной зоны (рис.1) В комплексе эти данные позволили предположить существование антиклинальной складки на северо-восточном крыле.

Левобережная рудная зона с поверхности также изучалась канавами и штольной № 5. Штольня должна была пересечь рудную зону от висячего до лежащего боков.

Помимо основных геологических проблем, предполагалось изучить контакт рудной зоны с доломитами и доломитизированными известняками, вскрытыми канавой № 10, примыкающими к рудной зоне с северо-востока. В карбонатных породах присутствуют реликты фауны и оолиты с вкрапленностью сульфидов свинца и цинка. В зоне контакта доломитов с рудной зоной предполагалось встретить отложения сульфатов часто ассоциирующих с доломитами. К сожалению, штольня была закрыта за несколько метров до контакта с доломитами. В районе выхода Левобережной залежи на поверхность каких-либо секущих контактов руд с вмещающими породами не обнаружено.

В.И.Смирнов (12) на основании осмотра месторождений Восточного Кавказа пришёл к выводу, что месторождения Филизчай, Катех, Кизил-Дере залегают согласно с вмещающими породами и их образование связано с накоплением сульфидов железа на дне ааленского моря. Гидротермальные растворы по сети трещин выносили на дно моря сульфидную массу, осевшую в виде пластовых колчеданных залежей. Продолжавшееся осадконакопление запечатало пласты колчеданной руды. В последующем состав гидротермальных растворов изменился в сторону увеличения содержания меди, свинца и цинка. Бессернистые гидротермальные растворы, фильтруясь сквозь колчеданные залежи, замещали сульфидное железо медью, свинцом и цинком.

Точка зрения на генезис руд, изложенная В.И.Смирновым, вначале нашла довольно большое количество сторонников (1,2). Однако, под давлением других геологических школ, формируются «доказательства» тектонического контроля оруднения и на уровне полевых исследований. В результате такой «фактический» материал стал причиной возврата на прежние позиции.

В дальнейшем сторонники тектонического контроля рудообразования стали показывать падение Ахтычайского разлома юго-западным, аналогичным падению рудных тел и утверждать их секущий характер залегания в оперяющем разломе. О направлении смещений пород по разлому данные отсутствуют.

И.Б.Полищук и А.А.Слюняев (11), непосредственно принимавшие участие в проведении поисково-разведочных работ на месторождении Кизил-Дере, собрали материал, подтверждающий гидротермально-метасоматическое образование руд. Согласно их выводам, рудные проявления залегают в песчано-глинистых отложениях тоар-аалена. Они образовались после завершения предкелловейской фазы складчатости в нарушениях секущих под острым углом, рассланцевание и складчатость. Как видно,

секущий характер залегания руд к напластованию пород явился основным доводом к отрицанию идей В.И. Смирнова. В последние два десятилетия появился ряд публикаций, объясняющих образование руд месторождения Кизил-Дере с точки зрения гипотезы «чёрных курильщиков» (13 и др.). Согласно этим данным, рудные тела месторождения формировались на дне океана в зоне выхода Главного Кавказского разлома и имеют субперпендикулярное залегание к напластованию пород.

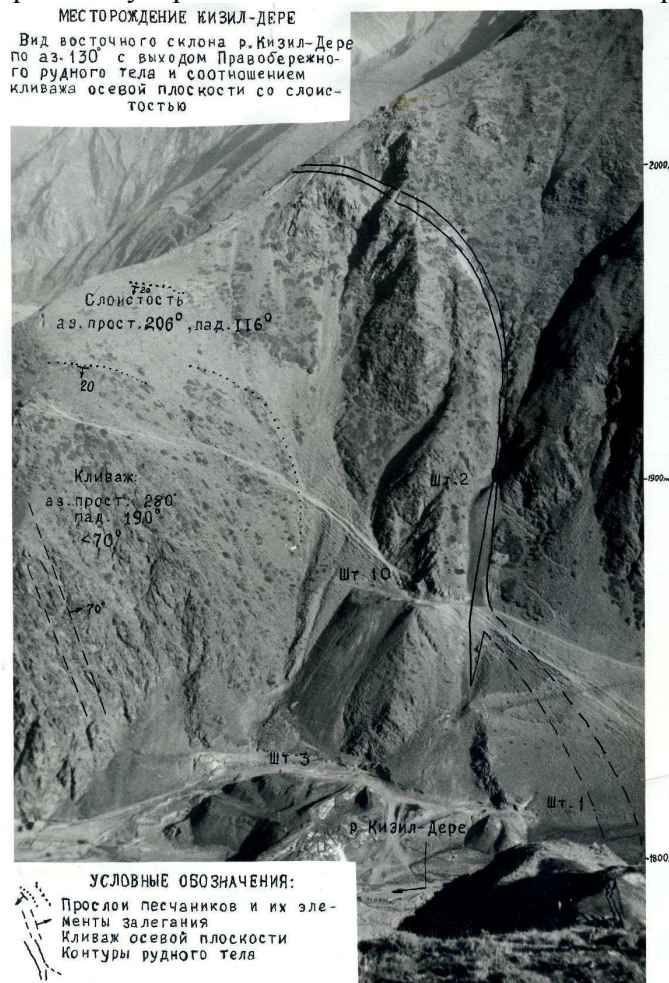


Рис. 1. Вид восточного склона реки Кизил-Дере с выходом зоны окисления Правобережного рудного тела. Рудная зона залегают согласно с вмещающими породами, образующими юго-западное крыло антиклинальной складки, ось которой в апикальной части погружается к юго-востоку под углом 20°. Слоистость четко выражена в канавах и лежащем боку рудной зоны. Северо-восточное крыло не изучалось.

Рудоотложение в разломах протекало гидротермально-метасоматическим путём, а на поверхности дна – осадочным, с образованием рудных конусов. Скорость роста конусов соответствовала скорости их захоронения донными осадками. В результате, за период времени верхний тоар – нижний аален были образованы рудные тела высотой порядка 1000 м. По утверждению авторов, вертикальное, перпендикулярное положение рудных тел к напластованию пород сохранилось до наших дней.

Как мы отмечали ранее (4), секущее положение рудных тел по отношению к напластованию пород вызывает сомнение, так как предыдущие исследователи основную сложность геологического строения показывают за пределами участков, доступных для непосредственного наблюдения – между штольнями. В пределах горных выработок контакты рудных тел с вмещающими породами, как правило, согласные. Следовательно, приводимые «доказательства» о секущем характере залегания рудных тел к напластованию пород недостаточно обоснованы. (11,13,14)

Число сторонников тектонического контроля с каждым годом растёт. Это, по нашему мнению, определяется ранее сделанными «выводами» о секущем характере

оруднения, хорошо вписывающимися в существующие теории рудообразования. Для них секущий характер оруднения – единственное доказательство гидротермальных теорий рудообразования. К сожалению, они поддерживаются и развиваются многими геологическими организациями. На этом фоне доказать литологический контроль оруднения, даже при явных признаках осадочного генезиса руд (4,6), нам пока не удалось.

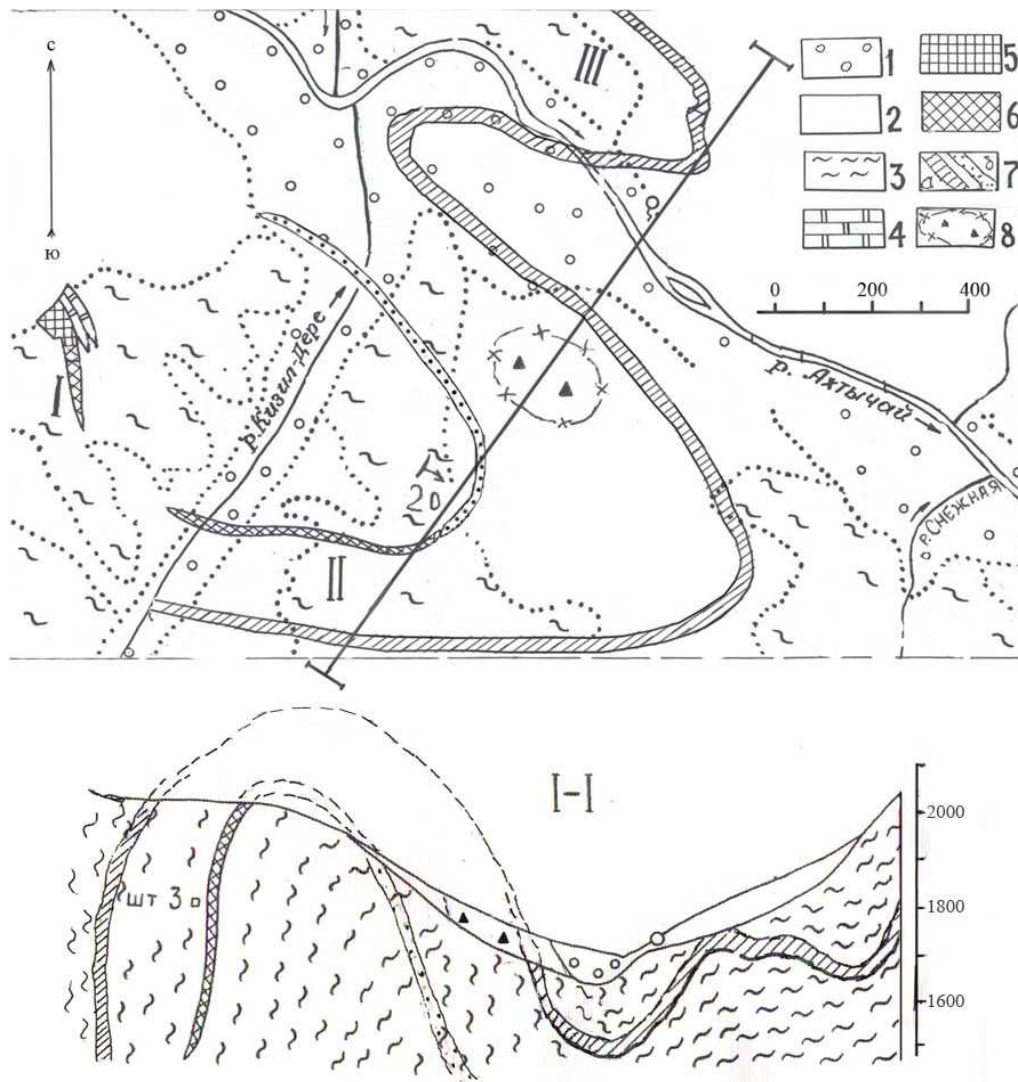
Попытки возобновить проведение поисковых работ на месторождении Кизил-Дере с позиций литологического контроля предпринимались неоднократно. В 1972 г мы предложили Дагестанской КГРЭ провести поиски продолжения Правобережного медно-пирротинового тела на северо-восточном крыле складки в зоне развалов полиметаллических рудных глыб (Рис.2). При этом отмечали, что они могут быть развалами другого параллельного рудного тела. Наши доводы признаны необоснованными, в проверке предположения было отказано. В дальнейшем, по мере получения новых доказательств прибрежно-морского осадочного генезиса месторождения Кизил-Дере, мы неоднократно возвращались к этой проблеме (4,6,7,8,9,10 и др.). В этих работах мы предлагали проводить поиски рудных тел также на левом берегу реки Ахтычай. Здесь потенциально рудоносная зона собрана в небольшие складки, залегает на небольших глубинах и даже выходит на поверхность. На поверхности в северо-восточном направлении она прослеживается многочисленными геохимическими аномалиями, наличием обширных полей «гидротермально» изменённых пород и других благоприятных признаков. Общая протяжённость этой зоны более 2км при ширине около 1 км (9). По нашим прогнозным оценкам потенциальные запасы металлов на северо-восточном крыле могут превышать выявленные в несколько раз и находятся в более выгодных горно-технических условиях.

В ряде случаев вопрос о согласном залегании руд с вмещающими породами и поиски продолжения рудных тел на северо-восточном фланге можно было бы решить даже проходкой нескольких канав. Но эта проблема никого, к сожалению, не заинтересовала. Под «флагом» тектонического контроля гидротермальной минерализации и отсутствия перспектив открытия новых рудных тел, поисковые работы были прекращены в 1989 году.

Новое направление, развиваемое на базе «чёрных курильщиков», мало чем отличается от теории гидротермально-метасоматического рудообразования. Оно ещё менее обосновано фактическим материалом и не даёт каких-либо преимуществ в выборе направления поисковых работ и прогнозных оценках.

На основании сложившихся обстоятельств, предлагаем нашу уточнённую версию залегания руд на юго-восточном фланге месторождения Кизил-Дере и возможного существования второй параллельной рудной зоны (Рис.2). В 1965-1968годах геохимическим опробованием керн скважин в висячем боку Правобережной залежи в 100-200м от контакта была выявлена свинцово-цинковая аномалия. Геохимическим опробованием поверхности также подтверждено её наличие. В этом районе на поверхности породы сильно разрушены и осветлены, что также может быть показателем существования рудной зоны. Эта аномалия была прослежена скважиной, пройденной восточнее, в балке «Снежной». Здесь, по одиночным металлометрическим пробам керн, установлена свинцово-цинковая аномалия.





1-аллювиальные отложения; 2-делювиальные отложения; 3-аргиллиты; 4-доломиты; 5-сульфидно-кварцево-сидеритные руды; 6-массивные меднопирротиновые руды и зоны их окисления; 7-предполагаемые поверхности осадконакопления, контролирующие полиметаллическое (а) и колчеданное (б) оруднение; 8-контуры развалов полиметаллических рудных глыб. Рудные тела: I – Левобережное, II – Правобережное.

**Рис. 2.** Схема расположения предполагаемых рудоконтролирующих поверхностей осадконакопления на юго-восточном погружении месторождения Кизил-Дере.

Особое поисковое значение представляют развалы свинцово-цинковых руд на правом берегу реки Ахтычай. Они могут быть как сползшим блоком залегающего висячем боку Правобережной залежи, так и развалами рудного тела в коренном залегании.

На основании этих данных, предлагаем провести поиски продолжения рудных тел на северо-восточном крыле антиклинальной складки с учётом наших более ранних публикаций (9 и др.) и последних выводов (Рис. 2) и параллельно решить вопрос о взаимоотношении руд с вмещающими породами.

#### Литература

1. Андрущук В.А., Рубцов Н.Ф., Савин С.В. Месторождение Кизил-Дере в Горном Дагестане. Разв. и охр. недр № 5, 1967, С.16-32
2. Андрущук В.А., Апостолов Д.А., Диваков К.С., Дзетовецкий Л.В., Рубцов Н.Ф., Чернов И.И., Черницын В.Б. Основные черты металлогении и геологического строения Юго-Восточного Дагестана. Тез. докл. III конф. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.
3. Паливода Н.К. К вопросу о наличии Ахтычайского разлома в юго-восточной части рудоносной зоны Дагестана. Труды ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 9. 1975, С. 98-102.

4. *Паливода Н.К., Паливода А.А.* Новые данные о возрасте вмещающих пород и условиях формирования колчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Труды ИГ Даг. ФАН СССР. Вып. 9, кн.2. 1975, С. 43-50.

5. *Паливода Н.К., Паливода А.А.* Новое о генезисе стратиформного медноколчеданного месторождения Кизил-Дере в Дагестане в связи с находками фаунистических остатков в рудах. ДАН СССР. Т. 225, № 2. 1975, С. 426-427.

6. *Паливода Н.К., Паливода А.А.* Органогенно-хемогенное рудообразование и роль метаморфизма в формировании меднопирротинового месторождения Кизил-Дере в Дагестане. Литология и полезные ископаемые. № 2. 1978, С. 95-111.

7. *Паливода Н.К.* Рудный «Шток» месторождения Кизил-Дере в Дагестане – метаморфизованные травертины с опаловидным и натечным кварцем. - Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, вып.32, 1985, с.25-33.

8. *Паливода Н.К.* О роли «рудоконтролирующих» разломов, даек "рудогенерирующих" очагов в размещении жильного, осадочного медноколчеданного и полиметаллического оруденения в Дагестане. Тр. ИГ Даг. ФАН СССР, 1989а, выпуск 38, С. 54-70.

9. *Паливода Н.К.* Перспективы и направления поисков колчеданных руд на Северо-Восточном участке рудного поля Кизил-Дере в Дагестане. - Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып.50, 2006, С.64-73.

10. *Паливода Н.К.* Проблема поисков колчеданных руд прибрежного формирования в условиях пульсирующей трансгрессии океана в Баймакском рудном районе Ю. Урала и на В. Кавказе. Тр. ИГ ДНЦ РАН, 2007г, вып.51, С.111-121.

11. *Полищук И.Б., Слюняев А.А.* Колчеданное месторождение Кизил-Дере в Южном Дагестане. Изв. высш.учебн. завед. геол. и разв., 1970, С.86-92.

12. *Смирнов В.И.* Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. Докл. АН СССР, 1967, т.177, С.179-181.

13. *Черкашин В.И., Богуш И.А.* К киммерийской металлогении Северного Кавказа Генетические и поисковые модели рудогенеза. Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 57, 2011, С. 181-189.

14. *Черненко Ю.Я., Фесенко Г.С., Князев Г.И.* Роль структурно-магматических факторов в локализации медноколчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан). Советская геология, №12, 1975 г. С.133-138.

## **О ПРИРОДЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ РОЛИ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ**

*Магомедов Р.А., Осика Д.Г., Мамаев С.А.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В сейсмическом режиме любого региона глубинные разломы, несомненно, играют одну из ведущих ролей. Изучение их генезиса, механизмов развития и влияния на сейсмический режим представляет особый интерес для исследователей. По мере углубления в кору и, особенно в мантию, физическая природа зон глубинных разломов приобретает все более существенные отличия от обычной для них в верхних частях коры характеристики. Здесь глубинные разломы становятся зонами повышенной пластичности, пониженной вязкости, обуславливающими возможность дифференциальных перемещений разделенных ими глыб коры. Одним важным классификационным признаком глубинных разломов является характер перемещения по этим разломам, т.е. их кинематическая природа. Для обнаружения активности разлома используют комплекс геолого-геоморфологических, геофизических и геодезических методов. О современных подвижках по разлому судят по изменению относительного положения пунктов повторных геодезических измерений, расположенных в его крыльях. Наилучшие результаты дают космогеодезические наблюдения с помощью спутниковой системы, у которой точность измерений горизонтальных перемещений достигает первых миллиметров. Более устойчивы горизонтальные перемещения вдоль разлома (сдвиги) и поперек к нему (надвиг одного крыла на другое или их раздвигание), тогда как вертикальная компонента перемещений подвержена частым вариациям, иногда намного превосходящим многовековой тренд. Горизонтальное движение (сдвиг) – наиболее энергетически экономная форма перемещения масс, поскольку не требует преодоления силы тяжести. Косвенными признаками активности разломов являются расположенные вдоль них цепочки эпицентров землетрясений, вулканов, термальных источников.

### *Генезис глубинных разломов (анализ гипотез, теорий, закономерностей).*

Наиболее мощным энергетическим источником разломообразования представляется кинетическая энергия осевого вращения Земли. По данным Ириямы [31], за все время эволюции Земли, т.е. за  $4,5 \cdot 10^9$  лет, на нее поступило энергии  $4,9 \cdot 10^{38}$  эрг. Кинетическая энергия осевого вращения Земли только за год составляет  $2,16 \cdot 10^{36}$  эрг (!). При наличии такого мощного энергетического потенциала любые изменения в скорости вращения планеты и вытекающие из этого тектонические последствия могут всегда быть обеспечены энергией высокого порядка.

*Приведем некоторые известные гипотезы и выдержки из теорий образования трещин (разломов) в земной коре (из анализа опубликованного материала). Это поможет увидеть проблему исследований механизмов образования разломов в развитии.*

Итак, разломообразование происходило:

1. За счет неравномерного остывания формирующейся твердой коры (контракционная теория).

2. За счет «провалов» части твердой поверхности. Значительное количество магмы, выходя из недр во время извержения вулканов, уменьшает как объем вещества, находящегося под твердой корой, так и давление внутри Земли. Отсюда, несущая способность астеносферы снижается, и часть поверхности должна «проваливаться» с образованием трещин в земной коре (вариант пульсационной теории).

3. Возникновение глубинных разломов в земной коре и их простираие определяются формой и пространственным положением неоднородностей Земли и ее *ротационно-пульсационным режимом*. Системы разломов могут относиться к планетарным, когда возникновение их связано с изменениями характера напряжений в теле геоида. Б.Л. Личков неоднократно писал, что геологи, весьма часто обосновывая ту или иную тектоническую гипотезу, не принимают во внимание факта вращения Земли, доказанного еще Коперником. Допустимо ли игнорировать движение Земли? П.С. Воронов, а также ряд других исследователей считают, что именно ротационный режим планеты, изменение скорости ее вращения и обусловили размещение сети планетарных разломов, при этом главную роль играют тангенциальные напряжения. П.С. Воронов приводит доказательства в пользу наличия единой сети разломов - закономерно ориентированной относительно меридианов. По его данным, преобладающим распространением пользуется шесть систем разломов со средними азимутами: 90, 55, 35, 325 и 305 °. Разломы иных простираий имеют значительно меньшее распространение. С.С. Шульц считает, что даже значительная часть мелких трещин, не отражаемых на карте, располагается в определенных азимутальных направлениях, согласных с простираием планетарной сети крупных разломов.

Суть ротационно-пульсационного режима заключается в расширении Земли вблизи Солнца и центра Галактики (перигелий и перигалактий) и ее сжатии при максимальном удалении от них (афелий и апогалактий). В этом состоит пульсационная составляющая режима. При расширении Земли происходит замедление угловой скорости ее вращения (удлинение продолжительности суток) и вызванное этим стремление к шарообразности. При сжатии планеты, наоборот, угловая скорость вращения возрастает (укорочение суток), что приближает ее форму к эллипсоиду вращения. В этом состоит ротационная составляющая режима. Периодическое изменение размеров Земли объясняет (попеременное преобладание в земной коре напряжений расширения и сжатия), возникновение соответствующих тектонических структур.

Источником появления волновых деформаций земной коры И.А. Одесский считает ротационный режим Земли. Этот режим представляет собой переменное замедление и ускорение вращения планеты, которые обусловлены гравитационным воздействием различных космических тел и полей, и накладывающейся на вековое

замедление угловой скорости Земли в связи с приливным трением. Характер волновых движений автор устанавливает путем особого метода наблюдений и фиксации последовательной смены осадочных пород, изменения их состава и пространственного положения бассейна осадконакопления. Итак, скорость вращения Земли постоянно меняется, большей частью медленно, но иногда и резко, скачком. Величины скачкообразных изменений наиболее значительны по сравнению с величинами векового замедления и периодических составляющих в скорости вращения Земли. Таким образом, можно полагать, что «природа» скачкообразных изменений скорости вращения Земли, как и скачкообразных изменений свободного движения полюсов вращения, связана с теми перемещениями масс, которые происходят в недрах Земли.

По сейсмическим данным определено различие в плотности вещества Земли с нарастанием ее от поверхности к центру планеты. В соответствии с этим была принята схема расслоения Земли на ряд концентрических геосфер. Поскольку различие свойств геосфер основано на различии в их плотностях, то, естественно, что при изменении скорости вращения планеты моменты инерции этих геосфер будут разными. Это выразится в эффекте «проскальзывания» одной геосферы по другой и трении на границе между ними с выделением тепла.

Обзорные карты Мира и отдельных континентов показывают глобальность и одновременность проявления тектонических движений. Это заставляет признать их планетарную природу и близкий механизм, генерирующий эти движения в тектонически разнородных областях. Их объясняют разными причинами: считая, что они индуцированы геосинклиналями (В.Е.Хаин), или проявлением резонансных процессов (Ю.М. Пушаровский), связывают с фазовыми изменениями вещества недр (Е.В. Артюшков) или с конвективными процессами в мантии Земли (В.А. Магницкий).

Д.Г. Осика с соавторами дают интересное объяснение тектоническим процессам, аномально-взрывному высвобождению громадных количеств подземной энергии и пространственному положению планетарных рифтовых зон с точки зрения плюмтектоники [15-17]. Механизм этого явления авторам видится в отклонении субвертикальных восходящих струй глубинных флюидов к западу под инерциальным действием гравитационных сил в разломах земной коры против хода вращения нашей планеты. Это явление авторы [15] называют «флюидным склонением» к западу или «флюидным дрейфом», а вся динамика тектоносферы Земли (включая спрединг, субдукцию, энергогенез, теорию геосинклиналей, рифтогенез и т.д.) – обусловлена плюмтектоникой, история зарождения которой находится в самом веществе внешнего ядра. Авторы подчеркивают, что в ориентации флюидодинамических потоков и рифтов на суше и в океане, островодужных систем, желобов и т.д. чувствуется общая генетическая природа всех этих явлений. Движение плюма, по их мнению, напоминает движение колуна, раздвигающего вещество астеносферы в стороны – к западу и востоку, в результате которого и создаются в ней аномальные тектонические напряжения. Постепенно эти аномальные напряжения передаются в вышележащие участки консолидированной коры, формируя региональные, межрегиональные и даже межконтинентальные поля напряжений, которые в конечном итоге и приводят к разрыву земной коры.

Томографические изображения плюмов на разных глубинах в мантии [21] дают определенное представление об их субвертикальном движении (как по винтовой лестнице) с отклонением по ходу своего движения в сторону противоположную вращению Земли.

Существуют и иные представления.

Во всех этих объяснениях одно несомненно - тектонические движения отражают общие глобальные процессы, которые определяются тепловым режимом земных недр, температурными неоднородностями в мантии, на границе с ядром, физическим режимом Земли как планеты.

4. Шендеров В.И. [29] дает наиболее близкое к реальному, на наш взгляд, объяснение природы возникновения глубинных разломов, движущих сил и источников энергии тектонических плит. Здесь приводим выдержки из работы: «Позволим себе задать наивный, можно сказать детский вопрос, а кто или **что движет эти плиты**, неужели они сами по себе «независимо» могут двигаться? Вероятно, многие наблюдали ледоход на реке. Неужели льдины сами по себе «независимо» сталкиваются, налезают друг на друга, переворачиваются? На вопрос, что движет льдины, многие ответят однозначно: конечно, вода. Соотнеся этот ответ к земным недрам, получаем, что силой, передвигающей тектонические плиты, является сила потоков, распространяющихся под твердой корой в астеносфере. А сами плиты плавают на астеносфере. Тогда возникает вопрос, **как эти потоки формируются и передвигаются?** Только ли за счет конвекционных потоков в астеносфере? Какова природа гидродинамики этих потоков? Как известно, Земля когда-то была раскаленным шаровидным вихрем. Но у вихря есть как минимум два «потока» - волны деформации среды (рис. 1).

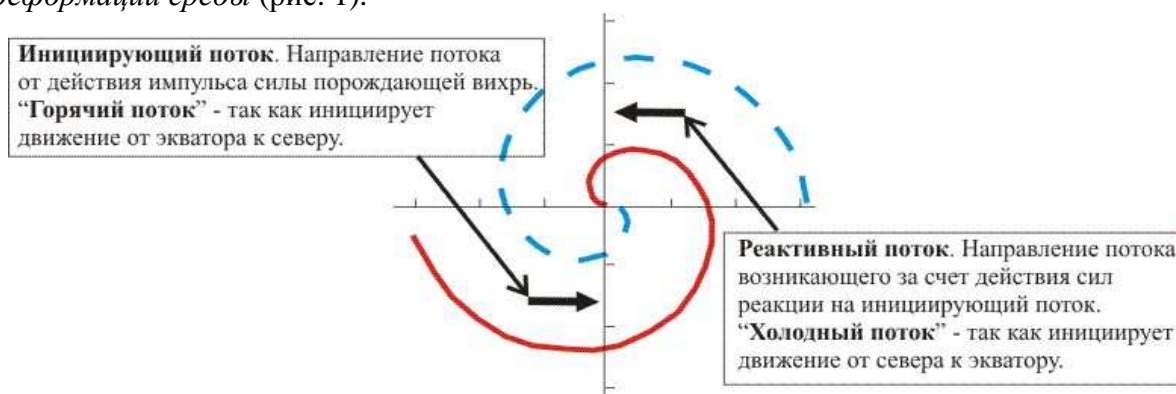


Рис.1. Схема движения потоков-волн образующих вихрь (по [29]).

Исходя из наличия гидродинамических сил, возникающих при вращении Земного шара, потоки, восходящие в экваториальной области из недр Земли за счет сил Кориолиса, перемещаются в приполярные зоны, где за счет замедления движения происходит более сильное их остывание из-за снижения темпа перемешивания. По аналогии с выбросами, которые мы наблюдаем на Солнце, импульсы энергии, выбрасываемые из недр Земли, огромны и регистрируются метеорологическими спутниками в определенных интервалах электромагнитного излучения Земли. Под действием импульсов сил, формирующихся в недрах, огромная огнедышащая масса потоков перемещается внутри **вращающегося** Земного шара, то поднимаясь к твердой коре, и там остывает, то опускаясь вниз к «реактору», получая новую порцию энергии, снова продолжает свое движение.

Теперь зададимся вопросом, а **какова траектория движения этих потоков?**

Потоки, поднимаясь к поверхности, продвигаются под тектоническими плитами, что очевидно. Многолетний анализ данных позволил нам открыть в 2001 г. природный феномен, который назван магматическим вихрем MV(Magma vortex) «Vova». Размеры MV«Vova» впечатляют: диа метр более чем 5000-8000 км, толщина приблизительно 500-1000 км. Объем может достигать 50 000 000 000 км<sup>3</sup>, а вес 10<sup>18</sup> тон. Наблюдения за поведением MV«Vova», позволили создать новую теорию тектоники Земли.

Как известно Земля, не только вращается вокруг своей оси, но имеет и поступательное движение в своем полете сквозь пространство. Несложно составить схему разложения векторов скорости для шара, имеющего вращательное и поступательное движение (Рис. 2).



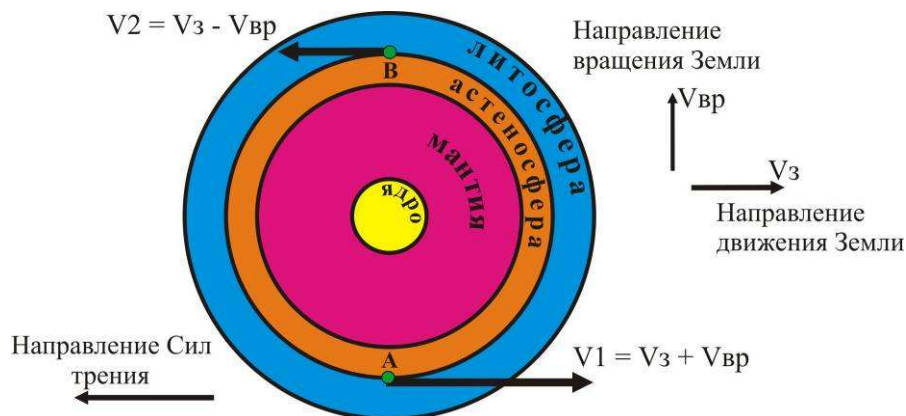


Рис. 2. Схема векторов скоростей движущегося и вращающегося шара (по [29] с дополнениями).

Согласно схеме, приведенной на рис. 2, можно рассчитать импульс сил, действующих как на литосферу, так и на астеносферу. Импульс силы или количество движения  $F$  определяется по формуле:  $F = mV$ , где:  $m$  – масса, участвующая в движении,  $V$  – скорость перемещающейся массы. Для экстремальных точек А и В имеем:

$$F_A = m V_1 = m (V_3 + V_{вр}); \quad F_B = m V_2 = m (V_3 - V_{вр}) \quad \text{Как видим } F_A \gg F_B$$

Зная, что скорость вращения Земного шара в экваториальной зоне составляет приблизительно 1700 км/час, не трудно представить, какие огромные перепады Импульсов Сил воздействуют на литосферу и астеносферу. Эти силы должны породить в литосфере динамические, а в воздушном, водном океане и астеносфере гидродинамические волны приливов и отливов. И эти силы намного превышают гравитационные силы Луны. В то же время движущиеся потоки - это перемещение огромных масс, что создает определенные изменения в гравитационном поле Земли. Движение этих потоков-волн в астеносфере создает области с большим перепадом гидродинамических давлений, зонами репрессии и депрессии, мощными электромагнитными полями».

Не вызывает сомнений, что вихри в литосфере не фантазия и не плод воображения.

Академик Д.В.Наливкин писал в 1970 г.: "Вращение Земли вызывает мощные силы, движущие громадные массы воздуха. Эти же силы движут еще более значительные и тяжелые массы воды. Эти же силы существуют и в твердой коре. Размеры сил, вызывающих движения в атмосфере, подсчитаны, они совершенно исключительны. Не менее они и в гидросфере, и, конечно, в литосфере. Они должны вызывать изменения и в твердой среде. Отрицать существование этих изменений бесполезно и даже вредно".

*Как размещаются глубинные разломы, хаотично или с какой-то закономерностью?*

Наиболее разработанной гипотезой о размещении зон глубинных разломов является гипотеза о критических параллелях [26], к которым и приурочиваются наиболее дислоцированные широтные пояса земного шара. К критическим, т.е. испытавшим наибольшее количество механических дислокаций, отнесены 35-я, 62-я и 70-я параллели и экваториальный пояс. Средиземноморский пояс в общем тяготеет к 35-й параллели Северного полушария. Общее направление его достаточно выдержано. 35-я параллель в Северном полушарии очень четко характеризуется строением рельефа дневной поверхности как зона поднятий. Южное полушарие - к зоне 35-й параллели тяготеет окончание Австралийского и Африканского материков, явно приурочиваются наиболее возвышенные участки дна Индийского океана. Критические параллели 70-х широт Северного и Южного полушарий выражены чрезвычайно четко. В Северном полушарии 70-я параллель грубо ограничивает акваторию Северного Ледовитого

океана, в Южном - очертания Антарктического материка. Таким образом, размещение крупнейших дислокаций широтного плана, по-видимому, подчинено планетарной закономерности.

С размещением крупнейших дислокаций связаны особенности сейсмичности регионов, их геотектонический режим, особенности пространственного положения и миграции очагов сильнейших землетрясений и т.д. Одной из первых важных особенностей сейсмичности, на которую исследователи достаточно давно обратили свое внимание, было свойство *периодичности* - повторяемости наиболее сильных землетрясений в одном месте через определенный интервал времени (Мушкетов, Орлов, 1893; Davison, 1936; Kawasumi, 1951; Кириллова, 1957; Мэй Шиюн, 1960; Тамразян, 1962; Федотов, 1965; Филлипас, 1965; Ambraseys, 1970; Shimazaki, Nakata, 1980).

Другой особенностью сейсмичности является замеченное ранее рядом исследователей ее свойство *миграции* - т.е. закономерного перемещения во времени и в пространстве вдоль всего сейсмического пояса (Тамразян, 1962; Mogi, 1968 а). Явление миграции в виде упругих импульсов зарегистрировано и в образцах горной породы (Kanamori, 1970). В этой связи Ш.А. Губерман (1975) выдвигает идею *волновой природы миграции* землетрясений - эффект D-волн. Было также отмечено, что наиболее сильные землетрясения часто имеют *тенденцию группироваться* в эпохи, в течение которых они практически одновременно наблюдаются на всей поверхности Земли и при этом редко происходят в интервалах времени между ними (Мушкетов, Орлов, 1893; Тамразян, 1962, Моги, 1974). «Одновременность» (в течение нескольких суток) свершения сильных землетрясений и извержений вулканов на всей поверхности Земли (в местах наиболее энергетически выгодного выхода и разрядки внутриземной и тектонической энергий – сейсмических поясах Земли) подтверждается и анализом информационных сводок по ним: **2012 год** - ....., 15-17 октябрь (Дагестан и Грузия - М 4.3 и 4.1, Афганистан - М 5.3, Индонезия - М 5.1, Турция - М 4.5, Камчатка – извержение вулкана, Курилы - М 5, США - М 4.5, Индонезия - М 4.3 + извержение вулкана); 29 окт.-2 ноябрь - (Канада - М 7.7, 6.3, Тихий океан - М 5.3); 7-8 ноябрь (Гватемала - М 7.5, Н.Зеландия - М 5.3, Камчатка-Курилы - М 4.1 и 4.3, Гватемала - М 7.4); 12-14 ноябрь (Иран - М 5.0, Коста-Рика - М 5.6, Мьянм - М 5.2, Камчатка – мощные извержения вулканов); 4-7 декабрь (Аляска - М 5.8, Чили - М 5.2, Камчатка – извержение вулканов, Иран - М 5.6, Япония - М 4.2, 7.6, 5.0); 26-27 декабрь (Курильские о-ва - М 4.2, Тува - М 4.3, ...); **2013 год** – 10-11 январь (Индия - М 5.8, Суматра - М 6.0, Индонезия - М 5.8, Япония - М 5.0, Мексика – М 5.5, Филиппины – М 5.0, Новая Гвинея – вулкан, Курилы – вулкан); 22-29 январь (Новая Зеландия М 5.2, Индонезия – М 6.0, Мексика – М 6.2, Камчатка – три вулкана, Яп. Море – М 5.2, Китай – М 5.1, Алтай – М 5.1, Италия – М 4.8, Сахалин – М 5, Япония – М 4.9, Казахстан – 6.6); 3-7 февраль (Япония – М 6.9, Соломоновы о-ва – М 8.0, 6.2, Сахалин – М 5.6, 4.2, Курилы – вулкан, Финляндия – небывалая сейсмическая активность); 11-19 февраль (Соломоновы о-ва – М 7.0, Колумбия – М 7.0, Тих. Океан – М 6.3, Чили – М 5.7, Япония – М 5.5, 6.0, Новая Зеландия – М 6.1, Якутия – семь землетрясений, самое мощное – М 6.8., Италия, Греция – М 4.8-5.0, Пакистан – М 5.6, Филиппины – М 6.2, )..... Группируемость землетрясений в эпохи и волновая природа миграции сейсмичности указывают на то, что совокупность землетрясений, рассматриваемая в пространстве и во времени с учетом взаимодействия между их очагами, может рассматриваться как вполне определенный физический процесс, который следует рассматривать как волновой, планетарного масштаба, имеющий тектоническую природу. Тектонические волны регистрируются торсионным детектором длиннопериодных гравитационных вариаций (Atropatena) [27]. Геологические процессы нелинейны и описать их точным математическим аппаратом чрезвычайно сложно, если вообще возможно. Может случиться так, что не произойдет даже слабое

событие при очередном цикле геодинамической активизации, если конкретная среда не накопила или пластическими движениями напряжения передались в соседние блоки земной коры. Таким образом, группируемость сейсмических событий в эпохи, в течение которых они практически одновременно (в течение нескольких суток) наблюдаются на всей поверхности Земли с некоторыми отклонениями «вперед и назад» по времени, представляет собой реальное явление, причиной которого, вероятно, являются внутриземные процессы планетарного масштаба и ротационно-пульсационный режим планеты.

В работах (Elsasser, 1969; Savage, 1971; Лобковский, Баранов, 1984) показано, что в процессе субдукции в зоне перехода от океана к материкам генерируются возмущения тектонического характера (волны тектонических напряжений), которые распространяются вдоль сейсмофокальной зоны со скоростями, характерными для глобальной миграции. Согласно данным работ (Маламуд, Николаевский, 1984; Николаевский, 1996), такими возмущениями являются уединенные волны с характерной длиной, составляющей первые сотни километров. Они объяснялись колебаниями литосферной плиты на астеносферном потоке. При этом следует учесть что, любое движение плит вдоль поверхности вращающейся планеты имеет ротационную компоненту. Появление гипотезы о макросейсмических дефектах, имеющих ротационную природу, в теле твердой Земли физически почти очевидно (Поплавский, Соловьев, 2000). Действительно, в масштабе геологического времени Землю, как показал О.Г. Сорохтин (1974), можно рассматривать как каплю вязкой жидкости, эллипсоидальная форма фигуры равновесия которой, согласно данным классических работ Б.Римана и П.Дирихле (Ламб, 1947; Монастырский, 1979), при определенных условиях является суперпозицией равномерного вращения и внутренних движений с равномерной завихренностью.

Вихревые структуры в геологии, как и вращательные движения, в геофизических процессах, являются достаточно широко распространенными в природе. Существование вихревых движений, по-видимому, является характерным «собственным» свойством вещества (как спин для элементарных частиц и вихревая структура для галактик). Именно это его свойство, по-видимому, и должно быть заложено в основу будущей теории такого «всепроникающего» вихревого движения материи. И геолого-геофизические данные при этом должны играть определяющую роль. *Ротационная модель сейсмического процесса* открывает новые пути решения проблемы прогноза землетрясений. Для ее решения «центр тяжести» исследований физики процесса необходимо в дальнейшем переносить с очага отдельно взятого землетрясения на совокупность очагов.

Среди внутренних источников энергии Земли (радиоактивное тепло  $10^{28}$  эрг, энергия землетрясений  $10^{25}$ - $10^{27}$  эрг/год) нет ни одного, соизмеримого с изменениями кинетической ( $10^{29}$  эрг) и потенциальной гравитационной энергии ( $10^{31}$  эрг) при вариациях продолжительности суток, тогда как сжатие или расширение Земли в течение года в результате изменения гравитационной постоянной  $g$  вызывает изменения ее потенциальной энергии на величину  $10^{31}$  эрг. Результаты исследований французского астронома Н. Стойко, установившего тесную связь между изменениями кинетической энергии Земли вследствие неравномерности ее вращения с энергией землетрясений, позволили М.В. Стовасу обосновать вывод о влиянии неравномерности вращения Земли на геотектонические процессы в прошлом и настоящем, а также на их изменчивость во времени.

Таким образом, природа геотектонических процессов, возникновения глубинных разломов в земной коре, их простирание, особенности сейсмического режима (повторяемость и миграция очагов землетрясений), вероятно, определяются тепловым режимом земных недр, формой и пространственным положением неоднородностей (в



том числе и температурных) в теле Земли и ее ротационно-пульсационным режимом как планеты.

#### Литература

1. *Ажгирей Г.Д.* О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры //Изв. АН СССР, Серия геол., № 8. 1960.
2. *Гутерман В.Г.* Сила тяжести и тектогенез //Природа, 1992, № 9.
3. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М 1 : 2500000. М.: ГУГК СССР, 1973.
4. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территории СССР. М 1 : 5000000. М.: ГУГК СССР, 1989.
5. *Касьянова Н.А., Абрамова М.А., Гайрабеков И.Г.* //Геотектоника. 1994. № 4. С. 30.
6. *Копп М.Л.* Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) //Геотектоника, № 1, янв-фев., 1991.
7. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантийская левосдвиговая зона - важнейшая структура Кавказского региона //Докл.РАН. 1994. Т.337, № 1.
8. *Короновский Н.В.* Линеаменты Бол. Кавказа и Предкавказья по изображениям на космических снимках и их геологическое истолкование //Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1984. № 6.
9. *Кропоткин П.К.* Новая геодинамическая модель //Природа. 1989. № 1.
10. *Лиценберг Д.А.* Закономерности и механизмы современной геодинамики морфоструктур Крыма, Кавказа и Каспия //Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Материалы международного совещания «геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие». XXIV пленум геоморфологической комиссии РАН.- Краснодар, 1998 г.
11. *Лобковский Л.И., Баранов Б.В.* //Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 843-847.
12. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 484 с.
13. *Монин А.С., Сорохтин О.Г.* Возможная природа тектонических циклов //Океанология, геофизика океана. Т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979.
14. *Одесский И.А.* Ротационно-пульсационный режим Земли и геологические процессы //Материалы докладов VII-ой Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», Том 1, Москва, 2005.
15. *Осика Д.Г., Черкашин В.И.* Энергетика и флюидодинамика сейсмичности. М.: Наука, 2008.- 244 с.
16. *Осика Д.Г., Черкашин В.И., Пономарева Н.Л.* О глобальном потеплении климата, о природе парникового эффекта и о роли сейсмичности в данных процессах //Геология и нефтегазоносность юга России. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск 52.-Махачкала, 2008 г.- С. 103-111.
17. *Осика Д.Г., Отинова А.Ю., Пономарева Н.Л.* О масштабах аномальной дегазации Земли в связи с сейсмичностью и о ее вкладе в формирование парникового эффекта //Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск 56.-Махачкала, 2010 г.- С. 94-98.
18. *Пейве Д.В., Пуцаровский Ю.М.* Теоретические проблемы геологии океанов. Природа, 1982, № 1.
19. Периодические процессы в геологии. Под ред. Логвиненко Н.В., «недра», 1976. 264 с. авт.: Логвиненко Н.В., Айнемер А.И., Ритенберг М.И. и др.
20. *Персиков Э.С.* Вязкость магматических расплавов. М., 1984.
21. *Пуцаровский Ю.М.* Нелинейная геодинамика и геология //Природа. 1998, № 6.
22. *Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: ИГИРГИ, 1989. 183 с.
23. *Солоненко В.П.* Прогноз землетрясений - желаемое и достигнутое //Природа, 1979, № 2.
24. Тектоническая карта мира /Отв. ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. М.: Изд-во Мингео СССР, 1984.
25. *Уткин В.И., Юрков А.К., Цурко И.А.* Вариации неравномерного вращения Земли как триггирующий фактор сейсмичности планеты //Геология и геофизика юга России, № 1, 2012.- С. 3-13.
26. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: «Недра». 1973. 512 с.
27. *Хаин В.Е., Халилов Э.Н.* Пространственно-временные закономерности сейсмической и вулканической активности. Burgas, SWB, 2008, 304 стр.
28. *Черненко Ю.Я.* Роль Глубинных тектономагматических процессов в формировании бассейнов седиментации, связанных с ними областей поднятий и особенности их минерагии //Геология и нефтегазоносность юга России. Труды ИГ ДНЦ РАН. Выпуск 52.-Махачкала, 2008 г.- С. 28-40.
29. *Шендеров В.И.* Теория тектонических катастроф - мифы и реальность. (<http://www.lulu.com/content>).
30. *Шолто В.Н.* Земля раскрывает свои тайны. - М.: Недра, 1988. - 144 с.
31. *Iriyama J.* Energy balance in the Earst interior //Tectonophysics, 1977. V. 41. P. 243-249.

## СООТНОШЕНИЕ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ РАВНИНЕ ДАГЕСТАНА

Тульшиева<sup>1,3</sup> Е.В., Хлопкова<sup>1,2</sup> М.В., Мацапулин<sup>1,3</sup> В.У.

<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Прикаспийский институт биологических ресурсов ДНЦ РАН, <sup>3</sup>Дагестанский государственный университет

Простой вопрос, вынесенный в заголовок статьи, при детальном рассмотрении оказывается не так уж прост. Различные исследователи по-разному его трактуют в зависимости от первоначальных базовых условий, которые используются при анализе.

На геологической карте Дагестана хорошо выражена такая особенность в распределении позднеплиоценовых (акчагыл, апшерон) и раннеплейстоценовых (бакинский ярус) отложений широко развитых на юге региона в низовьях долин рек Гюльгерычай, Самур, Рубасчай. Здесь акчагыл спорадически распространен даже на значительных высотах в юрских отложениях прилегающего склона восточно-кавказского орогена. Образование их происходило в акчагылскую трансгрессию. Этот район представляет собой опускающийся на значительную глубину блок. Суммарная мощность акчагыл+апшерон достигает здесь 500-700 м.

Далее к западу, за пределами бассейна р. Рубасчай, отмеченные отложения исчезают и появляются вновь только в низовьях долины реки Сулак. Это выражено в исчезновении здесь апшерон-бакинских террас. Следовательно, территория между бассейнами рек Рубас, Самур на приморской низменности пережила континентальный период. Это было обусловлено поднятием ее в первую наиболее интенсивную восточно-кавказскую фазу тектонической активности, проявленную в промежутке между меотисом и акчагыллом и продолжавшуюся в постакчагылскую стадию [1]. В низовье р.Сулак полный разрез позднего плиоцена – раннего плейстоцена значительно сокращается. Он меньше, чем на юге Дагестана свидетельствуя о более слабых контрастных тектонических движениях этой части региона.

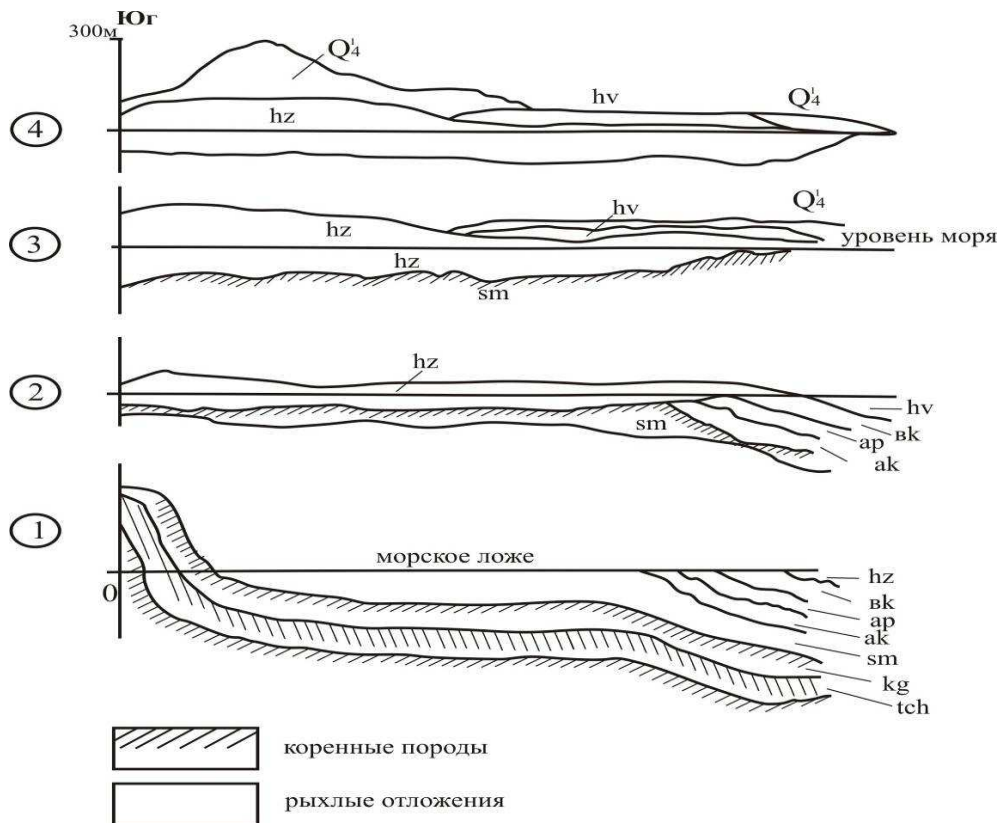
Из этой краткой геологической истории развития территории для нас важен вывод, что в период позднего плиоцена и нижнего плейстоцена приморская равнина Дагестана пережила континентальный этап развития, а начиная с хазарского времени функционирует в морском режиме. С хазарского времени на континентальной части морского ложа, образуются рыхлые отложения вплоть до голоценовых и современных.

В устьевой части долины р. Шура-Озень хазарские отложения (мощность террасы этого возраста достигает 30 м) залегают на рассланцованных глинистых породах верхнего сармата, что подтверждено находками нижнехазарской фауны [2] на контакте рыхлых морских отложений и коренных глинистых пород сармата. Такая же картина отмечается в устьевой части долины р.Черкез-Озень (в месте выхода долины на приморскую низменность), но здесь мощность хазарских рыхлых отложений значительно сокращается, до 1-2 м. Это обусловлено морфологией морского дна в прибрежной зоне.

Сказанное означает, что в этот период (ак-вк) долины рек (а они уже существовали) прорезали коренные породы чокрака, карагана, сармата, проходили на приморской низменности по сарматским глинам и впадали в море на удалении от места «впадения» водотока в морскую котловину (имеющую структурно-тектоническое происхождение) [3] где-то на севере, формируя отложения континентального стока.

Затем море восстанавливается на континентальном склоне и по всей прибрежной территории образуются морские террасы. Это означало подъем уровня моря, нивелирование воздымавшейся ранее суши, происходившее за счет уровненного режима морских вод или за счет тектоники.

Нас интересует участок, расположенный во влиянии долины р. Шура-Озень, в районе формирования дюны Сарыкум. Как процесс образования рыхлых отложений происходит здесь? Мы попытались отобразить это на рисунке 1.



tch - чокрак, kg - караган, sm - сармат, ак - акчагыл, ар - апшерон, вк – бакинский ярус, hz – хазарские отложения, hv – хвалынские отложения, Q<sub>4</sub><sup>1</sup> – новокаспийские отложения, дюна Сарыкум  
 Рис.1. Соотношение рыхлых отложений разного возраста и коренных пород сармата, карагана и чокрака.

Первый этап, формирование рыхлых отложений происходило в континентальный период. Река уже прорезала коренные породы, врезалась в сарматские глины и по ним на приморской низменности переносила аллювиальные отложения, отлагая их в устьевой части, образуя акчагыльские, апшеронские, бакинские толщи, не выходящие ныне на поверхность. На современном побережье Каспия обнажаются сарматские известняки-ракушечники.

Второй этап. Затем происходит трансгрессия хазарского моря. С подъемом уровня воды растет и мощность рыхлых морских отложений, формируется хазарская толща, выполняя коренное ложе моря к югу вплоть до караганских отложений северного склона хребта Нарат-Тюбе – передового хребта восточно-кавказского орогена. В этот период формируется устье (дельта) р. Шура-Озень, но в ней доминируют морские отложения с незначительной примесью речных аллювиальных отложений, потому что долина уже сформирована и основной материал аллювиальных отложений ушел на образование апшеронских, бакинских отложений ранее. Здесь не существовало накоплений сухой дельты [4]. По сути, не существовало и самого устья (дельты) реки, т.к. она длительное время (ак-вк) действовала на каком-то расстоянии (>10 км) от склона хребта Нарат-Тюбе на севере. Использование термина «фации сухих дельт» по определению возможно только для континентальной территории [5]. В нашем же случае она представлена фациями ороген-море. И только в период подъема морского уровня (хазарская трансгрессия) формируется морская толща преимущественно песчаного состава, составляющая хазарскую террасу. Море подходит к склону Нарат-Тюбинского хребта с формированием хазарской террасы, также прилегающей к северному склону отмеченного хребта. И в этот период образуется устье речки, впадающей в хазарское море. При этом, конечно, нет никакой дельты Шура-Озень, потому что основные отложения – это морские пески с незначительной примесью аллювиального материала размываемых слабосцементированных (мягких

по Голубятникову) кварцевых песков чокрак-карагана в ложе уже сформированной долины р. Шура-Озень.

Третий этап. Затем происходит спад морских вод. Хазарские отложения выходят из-под их уровня, образуя поверхность хазарской морской террасы. В последующий период в результате морских трансгрессий - регрессий формируются террасы хвалынская, новокаспийская.

Четвертый этап (поздний плейстоцен-голоцен). В результате сложившихся геолого-геоморфологических, климатических условий (аридность, ветровой режим), за счет эоловых процессов, при участии фумарольно-гейзерной деятельности голоценового вулканизма [6] формируется крупнейшая дюна Евразийского континента – Сарыкум.

Основное, что мы хотели показать в результате проведенного анализа это то, что соотношение аллювиальных и морских отложений в виде ножниц обосновываемое [7] в условиях континентального развития морского ложа не выполняется. Место пересечения, встречи континентальных и морских отложений происходят не в одной точке («гвоздь ножниц») при переходе границ ороген-море, а на удалении от орогена в сторону моря.

Затем эта точка перемещается от моря к орогену, до контакта с ним затем снова удаляется к морю. Это прослеживается по формированию рыхлых морских осадков и стыковки их с аллювиальными отложениями.

Подобный анализ необходим при изучении формирования россыпей. В нашем случае мы видим, что вынесенный речной долиной рыхлый материал полностью перерабатывается в морских условиях. В его переформировании участвуют поперечный и вдольбереговой перенос рыхлого материала морскими водами. На рассматриваемом участке в отложениях хазарской террасы установлена мелкая галька диабазов, которая могла быть перенесена вдольбереговыми течениями только с устьевой части Сулака или Самура, свидетельствующая о дальнем продольном перемещении рыхлых отложений. Следовательно, здесь нужно применять и использовать законы концентрации тяжелой фракции шлихов в прибрежно-морских осадках. При изучении закономерностей формирования россыпей считается, что основная масса тяжелой фракции, включая и драгоценные металлы, переносилась в морской бассейн за счет размыва слабосцементированных кварцевых песчаников среднего миоцена.

И перспективность поисков россыпей напрямую связывалась с объемом терригенного материала, поступившего с суши в морской бассейн. Поэтому благоприятными считались приустьевые части наиболее крупных рек - Самур, Уллу-чай, Сулак. Но проведенные работы показали слабую металлоносность рыхлых отложений этих участков. Это объясняется тем, что изучались верхнеплейстоценовые отложения, многократно перемытые пески, галечники вследствие этого обедненные тяжелой фракцией. Изучение песков проводилось на глубины до 10 м. А перспективные отложения раннего плейстоцена и вероятно позднего плиоцена остались не освещенными поисковыми работами, ввиду их более глубокого залегания до 100 м и глубже.

В устьевых частях рек Шура-Озень, Черкез-Озень, Прорва и др. поисковыми работами были установлены голоценовые ильменит-цирконовые непромышленные россыпи, в прибрежных песках. Они считаются голоценовыми по возрасту вмещающих отложений. Эти современные пляжевые отложения действительно сформировались в голоцене. Но их материал не голоценовый, а более ранний – хвалынский или хазарский, а не перенесенный в море современными водотоками. Считается, что голоценовые отложения не перспективны на поиски россыпей, в случае их формирования терригенным материалом этого же возраста. А если исходить из того, что голоценовые

россыпи образованы за счет обильного материала более раннего возраста, то эти россыпи становятся перспективными на поиски промышленных концентраций.

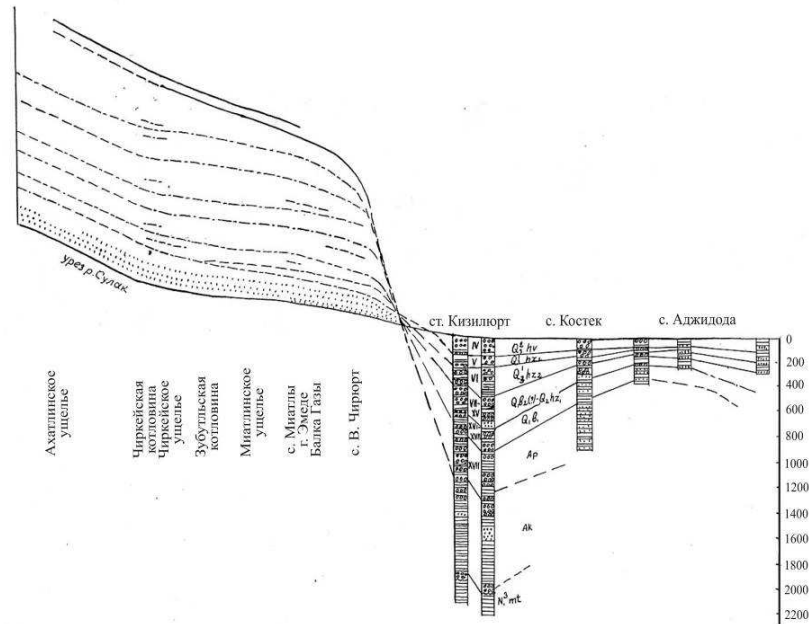


Рис. 2. Тектонические деформации “ножницы” террас в низовьях р. Сулак на границе предгорий и Терско-Сулакской равнины (по Д.А. Лилиенбергу 1957 г.)

По результатам проведенных исследований мы считаем глубокие горизонты (вк, ар, ак) в пределах прибрежной низменности перспективными на поиски промышленных титано-циркониевых и золотоносных россыпей. С целью их установления рекомендуется глубокое бурение (до 100 м и более) в перспективных участках прибрежной зоны.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 12-05-96502 р-юг-а.*

#### Литература

1. Голубятников В.Д. Третичные отложения Дагестана. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Выпуск II Ростов на Дону, 1938, с. 7-75.
2. Хлопкова М.В. Экологические закономерности роста и формирования каспийских дидакн. Автореферат дисс. к.б.н. Махачкала 22 с.
3. Тулышева Е.В. Речные долины Дагестана и их неотектоническая обусловленность. Автореферат дисс. к.г.н. Махачкала, 26 с.
4. Идрисов И.А. О структуре рельефа юго-запада Прикаспийской низменности. //Аридные экосистемы, Т.19, №1 (54) 2013, с. 36-43.
5. Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. М. ГЕОС, 2000, 302 с.
6. Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В. О геологических условиях формирования песчаной горы Сарыкум и геохимических особенностях ее карбонатных отложений. //Аридные экосистемы, Т.19, №1 (54) 2013, с.19-27.
7. Лилиенберг Д.А. Опыт геоморфологического районирования молодых горных стран. Материалы V конференции молодых ученых Институт географии АН СССР, М, 1957, с. 33-36.

## ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА

Гаджиева<sup>1</sup>Т.Р., Шульгина<sup>1</sup>Т.А., Каль<sup>2</sup>Г.А.

<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Южный федеральный университет

Опыт поисково-разведочных работ на нефть и газ свидетельствует о том, что в подавляющем большинстве нефтегазоносных регионов мира и России периоды успешного развития и увеличения объема добычи сменяются периодами их снижения, что связывается с истощением запасов углеводородного (УВ) сырья. Выявление новых нефтегазоносных комплексов и зон нефтегазонакопления возрождает развитие поисково-разведочных работ, наращивает запасы УВ и увеличивает объемы их добычи, что показательно для многих регионов мира, России в т. ч. и Восточного Предкавказья.

Внимание многих исследователей было приковано изучению геологии и нефтегазоносности Дагестана, поскольку является одним из старейших нефтегазодобывающих регионов России. Начало геологического изучения этого региона относится ко второй половине XIX столетия, что было связано с деятельностью различных научных и научно-производственных организаций.

В разные годы на Кавказе проводились исследования геологами различного профиля, связанные с выяснением геофизических и геолого-тектонических условий, в т. ч. и рассматриваемый регион – Дагестан. Исследования, проводимые И.М. Губкиным, И.О. Бродом, В.Д. Голубятниковым, Н.С. Шатским и др. относятся к таким работам. В этот период встала проблема поиска нефти и газа в мезозойских отложениях региона, которую поднял И.М. Губкин в 1931г.

Все этапы исследований, проводимых в Дагестанском регионе разными исследователями, приводить в этой работе нет необходимости.

В Дагестане существенный прирост запасов и добычи УВ произошел в период освоения морского участка Избербашского месторождения, после открытия (впервые на Кавказе) залежей УВ в верхнемеловых известняках, ранее считавшихся бесперспективными, и особенно в период освоения нижнемеловых и юрских, а затем и триасовых отложений Терско-Кумского нефтегазоносного района. Дальнейшие перспективы нефтегазоносности Дагестана связываются с поисками залежей УВ в погребенных мезозойских структурах Предгорного Дагестана, с малоизученной территорией Терско-Сулакской низменности; прилегающей акватории Каспийского моря, а также поисками нетрадиционных залежей УВ в осадочном чехле и породах фундамента [1-2].

В последнее время, многие исследователи перспективы нефтегазоносности связывают с Терско-Каспийским передовым прогибом (ТКП). Причем, перспективы нефтегазоносности связывают с большими глубинами (в стратиграфическом интервале триас-эоцен).

ТКП является тектоническим элементом первого порядка, отделяющий Скифскую плиту эпигерцинской платформы от мегантиклинория Большого Кавказа и представляющий собой обширную гетерогенную депрессию с погружением палеозойского фундамента в осевых частях до 10-12 км. Его границами служат глубинные разломы: Срединный, Терско-Каспийский.

Структуры платформенного типа развиты на северном борту прогиба, на южном – геосинклинального. В строении которого выделяются три крупных структурных этажа: фундамент, нижнеорогенный и верхнеорогенный. Фундамент в ТКП почти не изучен из-за больших глубин залегания [3].

Нижнеорогенный этап образован исключительно осадочными породами триас-эоценового возраста, характеризующиеся, преимущественно, терригенными и карбонатными породами с включениями соленосных образований валанжина и верхней юры.

Для поисков залежей УВ в Дагестанском секторе ТКП наибольший интерес представляют нижнеорогенные образования, где открыты 19 месторождений: 5-нефтяных (Избербаш, Берикей, Тарки, Тарнаир, Каякент), 5-нефтегазовых (Селли, Гаши, Махачкала, Дузлак, Инче-море), 2-газовых (Дагестанские Огни, Хошмензил), 2-нефте-газо-конденсатных (Ачи-Су, Димитровское) и 5-газоконденсатных (Шамхал-Булак, Турали, Аркабаш, Новолакское, Агач-Аульское).

С точки зрения перспективности на нефть и газ, из наиболее, интересных стратиграфических единиц, приуроченных к мезозойским отложениям, в первую очередь следует отметить коллекторские свойства меловых отложений, залегающих в осевой части прогиба.

Юго-восточная часть осадочного чехла ТКП сложена мезо-кайнозойскими отложениями, преимущественно, терригенного и карбонатного состава.

Отложения меловой системы в пределах юго-восточной части ТКП развиты повсеместно и делятся на две характерные, резко отличающиеся друг от друга толщи, соответствующие двум отделам: нижнему, преимущественно, терригенному, и верхнему – карбонатному.

Одним из элементов ТКП является Терско-Сулакский прогиб, где нижнемеловые отложения вскрыты лишь в скважинах Бабаюрт-2,3,4 и Александрийская-2, от которых они моноклинально погружаются на юг и в осевой части прогиба, их подошва залегает на глубинах ~ 8000м. Хотя ни одной скважиной весь разрез нижнего мела в пределах этой тектонической зоны не был вскрыт, можно предположить, что его мощность составляет, порядка 1000м, и сложен он терригенными породами с прослоями известняков и доломитов небольшой мощности.

В Предгорном Дагестане выделяется пачка пород неокомского возраста, представленная как, так и карбонатными образованиями. Известняки нижнемелового возраста вскрыты практически во всех глубоких скважинах. В районе месторождений Дагестанские Огни и Хошмензильское в неокоме развиты, главным образом, терригенные образования. Мощность неокомских отложений изменяется от 1- до 250 м. На площадях Адак и Ачи-Су неокомский разрез представлен карбонатными разностями. Его нижняя часть (берриас) сложена известняками плотными, крепкими пелитоморфными известняками с прослоями глинистых. Валанжинские отложения состоят преимущественно из темно-серых, плотных известняков с прожилками кальцита и редкими прослоями мергелей. В нижней части разреза залегают доломитизированные породы, представленные известняками, иногда песчаниками. Готеривские отложения состоят из переслаивания мощных слоев органогенных оолитовых известняков с прослоями алевролитов, песчаников и глин. Песчаники светло-серые, глауконитовые. Для барремских образований характерно переслаивание плохо отсортированных терригенных пород с маломощными прослоями органогенных известняков.

В Предгорном Дагестане отложения аптского яруса представлены песчано-алевролитовыми и глинистыми породами, в основном, глауконитового состава. Песчаники часто сгруппированы в, довольно, мощные, до 30-40м, пачки. Наибольших мощностей аптские отложения достигают в Известняковом Дагестане (300м), закономерно сокращаясь в северо-восточном направлении (до 60м в районе площади Берикей). Коллекторы характеризуются хорошими емкостными свойствами, пористость которых составляет 16-23%, проницаемость – 0,02-0,7мкм<sup>2</sup>.

По литологическим признакам альбские отложения делятся на две толщи: нижнюю – песчано-алеврито-глинистую, соответствующую нижнему альбскому подъярису, верхнюю – глинистую с прослоями светло-серых мергелей, по возрасту соответствующую средне-, верхнеальбскому подъярусам. Всеми своими горизонтами отложения альба представлены лишь в центральных частях Известнякового Дагестана, где их мощность достигает 400м. В предгорьях Дагестана средне-верхнеальбские образования из разреза выпадают. Наибольшая мощность нижнего альба зафиксирована на площадях Восточной антиклинальной зоны, где она достигает 50-55м.

В целом в отложениях нижнего мела развиты коллекторы порового и трещинно-порового типов, а покрышками являются ангидритовые и глинистые прослои.

Отложения верхнего мела в пределах рассматриваемого района повсеместно подстилаются нижнемеловыми породами, составляя с последними единый структурный этаж. Северный борт Терско-Сулакского прогиба характеризуется в основном моноклинальным погружением верхнемеловых отложений на юг к его приосевой части и резким воздыманием на южном борту. Верхний мел сложен карбонатно-терригенными породами. В скважинах Бабаюрт-2,3 их вскрытая мощность колеблется от 315 до 362м, а в Александрийской-2 она достигает 450м. Верхнемеловой

разрез Предгорного Дагестана представлен всеми ярусами, от сеномана до датского. По особенностям распределения литологических типов отложений выделяются два литолого-стратиграфических комплекса: сеноман-нижнетуронский и верхнетуронско-датский.

Отложения сеномана-нижнего турона представлены толщей, сложенной чередованием песчанистого, глауконитового плотного известняка с тонкослоистыми мергелями и аргиллитами. В пределах Восточной антиклинальной зоны этот комплекс, лишенный низов сеномана, залегает на нижне-среднем альбе. В этом же районе он обогащен терригенным материалом. Верхнетуронско-датские отложения трансгрессивно перекрывают подстилающие породы. От сеноман-нижнетуронского комплекса они отличаются более высоким содержанием известняков и обедненностью терригенных примесей. Они представлены, выдержанными по площади, слабоглауконитовыми известняками с маломощными прослоями мергелей. Наибольшая мощность этих отложений составляет 210м и на поисково-разведочных площадях изменяется от первых метров (Хошмензил) до 100м (Чубар-Арка) [4].

Сантон-датские отложения связаны непрерывным переходом с верхнетуронско-коньякскими образованиями и представлены, главным образом, известняками различного облика и текстуры. В целом, мощность верхнетуронско-датских отложений изменяется от 700м до первых десятков метров на площадях Восточной антиклинальной зоны [5].

Отложения верхнего мела Предгорного Дагестана относительно их коллекторских свойств характеризуются следующими показателями. Полезная емкость карбонатного коллектора складывается из открытого пространства микротрещин, из полостей и каверн, структурно-стиллитовых образований, а также эффективной межзерновой пористости известняков. Лучшими свойствами обладают пелитоморфные известняки маастрихта-кампана и сантона [6-7]. В разрезе верхнего мела покрышки отсутствуют.

По литологическому составу пластов-коллекторов и характеру их нефтегазоносности, с учетом разделяющих региональных покрышек, а также условий формирования залежей нефти и газа, в мезо-кайнозойском разрезе Предгорного Дагестана выделяются нижнее-среднеюрский, верхнеюрско-неокомский, апт-альбский, верхнемеловой-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый и среднемиоценовый нефтегазоносные комплексы. Исходя из задачи нашей работы, мы рассмотрим свойства только меловых отложений.

Неокомские отложения, представленные берриасским, валанжинским, готеривским и барремским ярусами, сложены, преимущественно, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, доломитами, мергелями, ангидритами и реже карбонатными песчаниками, алевролитами и глинами, развитыми в верхах барремского яруса. Лучшими коллекторскими свойствами обладают порово-трещинно-кавернозные известняки и доломиты. Наиболее детально изучен неоком-верхнеюрский нефтегазоносный комплекс на месторождении Шамхал-Булак, где установлена промышленная газоносность валанжин-верхнеюрских отложений, сложенных переслаиванием мощных пластов доломитов, известняков и ангидритов. Пористость коллекторов, в среднем, по залежи составляет 7%. На Димитровском месторождении в готерив-верхнеюрских отложениях также установлена газовая залежь. Пористость коллектора, в среднем, по залежи составляет 1,72%.

Отложения апт-альба представлены песчано-алевролитоглинистыми породами с подчиненными прослоями известняков и мергелей. Апт-альбские отложения обладают следующими емкостными свойствами: пористость – 16-28%, проницаемость – от 0,01-0,07 до 0,1-0,6 мкм<sup>2</sup>, которых можно отнести к коллекторам IV-VI классов. Глинистые разделы между пластами-коллекторами испытывают фациальные замещения, что приводит к образованию литологических окон и перетоку флюидов. К отложениям апта приурочены залежи нефти на месторождении Дузлак-Берикей и газа – на



месторождениях Дагестанские Огни и Хошмензил. Средние значения пористости и проницаемости по месторождению Дагестанские Огни, соответственно, составляют 16,9-18,8% и  $0,007-0,057 \text{ мкм}^2$ , по месторождению Хошмензил – 29,5% и  $0,01 \text{ мкм}^2$ . Альбские отложения представлены, преимущественно, глинистыми породами. В целом, пористость нижнемеловых песчаников и алевролитов несколько выше, чем среднеюрских. В отдельных случаях полная пористость достигает 22-28% (Даг.Огни, Скв.45,47), а в среднем – 15-20%. Проницаемость при этом остается низкой.

Краткий анализ приведенных данных свидетельствует о тенденции к ухудшению коллекторских свойств терригенных пород с глубиной от апт-альба к нижнему аалену.

Нижнемеловые отложения так же, как и юрские, в целом, можно отнести по классификации А.А. Ханина к коллекторам IV-VI классов. В связи с этим можно утверждать, что гранулярные коллекторы, как природные резервуары для УВ, в силу уменьшения первичной пористости с глубиной, теряют свои качества, необходимые при формировании залежей нефти промышленного значения [8].

Испытания скважин по средне-нижнеюрским отложениям свидетельствуют об ограниченных перспективах их нефтегазоносности. Существенными коллекторскими свойствами обладают порово-трещинно-кавернозные известняки и доломиты неоконвершнеюрского нефтегазоносного комплекса, с которым связаны уже открытые залежи УВ в Предгорном Дагестане.

Разрез верхнего мела представлен всеми ярусами – от сеномана до датского, и сложен, преимущественно, известняками с прослоями мергелей. С верхнемеловыми отложениями связаны залежи УВ на месторождениях Димитровское, Шамхал-Булак, Новолакское, Ачи-Су и др. Поэтому карбонатные коллектора этого комплекса изучены значительно лучше, чем нижнемеловых отложений.

Для карбонатных коллекторов наиболее распространенной является классификация Е.М. Смехова [9]. В зависимости от механизма фильтрации коллектора делятся на два крупных класса: поровые и трещинные. В поровых коллекторах стационарная фильтрация осуществляется первичным межгранулярным пространством, а в трещинных – вторичными пустотами при доминирующей роли трещин. Последний класс по емкостным свойствам делится на ряд типов, в зависимости от соотношения тех или иных пустот: гранулярный, кавернозный, трещинный, трещинно-гранулярный, трещинно-кавернозный, трещинно-гранулярно-кавернозный. Верхнемеловые отложения Предгорного Дагестана обоснованно можно отнести к классу трещинных коллекторов, хотя установление типа является весьма проблематичным, поскольку среди исследователей нет единого мнения на этот счет. В целом, для известняков верхнего мела характерны следующие виды пустот: гранулярный, кавернозный, карстовый и трещинный.

В рамках данной работы невозможно охватить широкий спектр критериев оценки нефтегазоносности меловых отложений. Но, однако, рассмотрев весь комплекс геолого-геофизической изученности, включая и бурение, можно в первом приближении оценить коллекторские свойства меловых отложений в связи с их нефтегазоносностью

Таким образом, рассмотрев коллекторские свойства меловых отложений, можно сделать следующие выводы:

- в отложениях нижнего мела развиты коллекторы порового и трещинно-порового типов, а покрывками являются ангидритовые и глинистые прослои;

- коллектора нижнемеловых отложений относятся к гранулярному типу коллекторов; как природные резервуары для УВ в силу уменьшения первичной пористости с глубиной, теряют свои качества, необходимые при скоплении и формировании залежей нефти промышленного значения.

- отложения верхнего мела Предгорного Дагестана относительно их коллекторских свойств характеризуются следующими показателями. Полезная емкость карбонатного коллектора складывается из открытого пространства микротрещин, из

полостей и каверн, структурно-стиллолитовых образований, а также эффективной межзерновой пористости известняков. Лучшими свойствами обладают пелитоморфные известняки маастрихта-кампана и сантона.

– верхнемеловые отложения Предгорного Дагестана обоснованно можно отнести к классу трещинных коллекторов, хотя установление их типа является весьма проблематичным, для чего необходимо провести дополнительные геолого-физические исследования.

В целом, в Дагестанском секторе ТКП основным и наиболее перспективным объектом поиска залежей УВ является верхнемеловой карбонатный комплекс, и, рассматривая вопрос о перспективах нефтегазоносности меловых отложений Дагестана, следует оценить положительно. Перспективы поисков УВ следует связать с такими площадями как Сафаралинская, Богатыревская, Северо-Бавтугайская, Карлан-Юртовская.

### Литература

1. *Мирзоев Д.А., Шарафутдинов Ф.Г.* Геология месторождений нефти и газа. Махачкала, 1986. 305 С.
2. *Шарафутдинов Ф.Г., Мирзоев Д.А.* и др. Геология нефтегазовых месторождений Дагестана и прилегающих акватории Каспийского моря. Махачкала, 2001. 297 С.
3. *Пирбудагов В.М.* Особенности геологического строения и нефтегазоносности Дагестанского сектора Терско-Каспийского передового прогиба. Геология и нефтегазоносность восточной части Терско-Каспийского прогиба.//Сб. статей Института геологии Дагестанского научного центра АН СССР. 1990. Выпуск 41. С.15-19.
4. *Шарафутдинов Ф.Г., Золова И.В., Шарафутдинов В.Ф.* Геолого-геохимические критерии современной оценки перспектив термоводоносности и нефтегазоносности верхнемеловых отложений Дагестана.// Вопросы технологии комплексного освоения геотермальных ресурсов. Тр. ВНИПИГеотерм., Махачкала 1996., с.51-67.
5. Геология СССР. /Северный Кавказ, т. IX, ч.1. М., Недра, 1968, 760 С.
6. Комплексные исследования трещинных коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти. Под ред. Е.М. Смехова. //Тр. ВНИГРИ, вып. 214. Л. Гостоптехиздат, 1963., 200 С.
7. *Конюхов И.А., Москалев Н.П.* и др. Литолого-фациальные особенности и трещиноватость мезозойских карбонатных пород в связи с их нефтегазоносностью. М.: Изд-во МГУ, 1966, 235 С.
8. Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. Под ред. Семеновича В.В., Соколова Б.А.. М.: Изд-во МГУ, 1986. 195 С.
9. Комплексные исследования трещинных коллекторов и опыт подсчета в них запасов нефти. Под ред. Смехова Е.М.//Тр. ВНИГРИ, вып.214., Л.: Гостоптехиздат, 1963. 200 С.

## РАЗВИТИЕ АЛЬБСКОЙ БИОТЫ В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

*Исаева Н.А.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В последнее десятилетие изучение так называемых глобальных аноксических событий мела и палеогена стало одним из приоритетных направлений в изучении истории Земли. В связи с наблюдающимся в настоящее время резким потеплением климата, встает проблема прогнозирования возможных биосферных изменений. Геологи разных специальностей уделяют огромное внимание изучению палеоэкологических кризисов прошлого, выявлению их причин, развитию и последствий. Наиболее общими для этих событий признаками являются резкое потепление, перестройки в составе морской биоты, широкое распространение осадков, обогащенных органическим веществом; большинство из них ассоциируется с довольно резкими колебаниями уровня моря. Размах перечисленных изменений зависит от масштаба события.

К позднемезозойским событиям можно отнести: поздневаланжинское событие Weissert; позднеготеривское событие Faraoni; серия меловых «Океанических Аноксических Событий», включающих раннеаптское событие Selli (OAE1a), ряд эпизодов позднеаптского-раннеальбского события (OAE1b), позднеальбские события Toolebus (OAE1c) и Breistroffer (OAE1d); среднесеноманское событие и

позднесеноманское событие Bonarelli (OAE2); позднеконьякское событие OAE3; пограничное мел-палеогеновое событие. Меловые аноксические события, в ходе которых произошли резкие палеоклиматические пертурбации, обусловили значительное ускорение эволюционных изменений в составе комплексов фораминифер, наблюдаются количественные изменения в численности и соотношениях разных таксонов.

Палеоэкологическое изучение динамики изменений комплексов основных групп микробиоты включает статистический, биометрический и морфологические анализы. Уже довольно давно показана приуроченность различных групп бентосных фораминифер к определенным батиметрическим условиям и оксическому уровню придонных вод, что позволяет использовать их в качестве наиболее точного инструмента при анализе гидрологического режима придонных вод; установлено вертикальное распределение отдельных родов планктонных фораминифер в толще водного столба, поэтому вариации в их составе дают информацию о гидрологии поверхностных вод бассейна.

В связи с выше изложенным нами была проведена статистическая оценка количественных флуктуаций и изменений соотношения таксонов внутри комплексов фораминифер в ходе конкретных палеоэкологических событий OAE1в, Toolebus (OAE1с) и Breistroffer (OAE1d), выявление таксонов-индикаторов разных параметров среды в составе ассоциаций.

Рассмотрим последовательную смену в развитии фораминифер начиная с раннеальбского по позднеальбское время. Здесь наблюдается уменьшение количества видов от 55 в позднем альбе до 37 в раннем альбе. Количество родов увеличивается от 10 до 25. Бентосные формы составляют 75% от всего комплекса. В раннеальбское время отмечается увеличение процентного соотношения планктонных форм к бентосным, но видовой состав планктона не отличается разнообразием. Так *Hedbergella trocoidea* усиленно развивается в раннем альбе.

Из фораминифер здесь значительное распространение получили эпистоминиды, аномалиниды, появляется род плеуростомелла. Нодозарииды представлены несколькими родами при этом отмечается многочисленность особей каждого вида.

Все вышесказанное говорит в пользу нижнеальбских отложений, которые лишь частично уцелели от размыва среднеальбской трансгрессии в некоторых разрезах Нагорного Дагестана и на юге в разрезе по р. Чирахчай и Цмурчай. На большей части изучаемой территории фиксируется перерыв в осадкообразовании прослоем фосфоритов. Территория современных предгорий Дагестана по всей вероятности представляла собой сушу или эти отложения были размывы среднеальбской трансгрессией.

Отложения среднего альба характеризуются увеличением процентного содержания бентосных фораминифер до 85%, планктонных уменьшается до 15%. Общее количество видов возрастает до 60, количество родов падает от 22 в нижнем альбе до 12 в среднем альбе. Значительным распространением здесь пользуется род *Gavelinella*, появляется род *Gaudryinella*, *Cidicoides*, продолжают встречаться редкие лентиккулины с натечным диском, единично встречаются представители родов *Planularia*, *Astacolus* и др. Из планктонных форм следует отметить *Hedbergella planispira* (Tapp.), *Hedbergella delrioensis* (Carsey). Возрастание бентосных форм и общего количества видов связано со среднеальбской трансгрессией. Трансгрессия расширила морские границы и обогатила систематический состав фораминифер.

Отложения позднего альба характеризуются уменьшением количества бентосных видов от 85% в среднем альбе до 50% в позднем, при значительном изменении в сторону увеличения родов от 12 в среднем альбе до 23 в позднем. Планктонные формы здесь усиленно развиваются. В нижних слоях верхнего альба наблюдается еще

значительное участие в комплексе бентосных форм. Отмечается появление новых родов таких как *Neobulimina*, *Ticinella*, *Heterohelix*.

Верхняя часть позднего альба характеризуется наличием исключительно планктонных форм из группы *Ticinella breggiensis*, что позволило для этой части разреза выделить одноименные слои. Общее количество видов уменьшается от 60 до 32. Увеличение планктона до 95% и снижение бентосных форм до 2%, вероятно, объясняется еще и тем, что дно бассейна в это время начинает заражаться сероводородом, о чем свидетельствуют пиритизированные конкреции, встречающиеся в черных глинистых прослоях, чередующихся со светло-серыми известняками. Поэтому для развития бентосных форм не было подходящих условий, тогда как планктонные формы успешно развивались, тем не менее следует отметить и тот факт, что дальнейшее существование форм из группы *Ticinella breggiensis* было затруднено. Последняя камера у этой формы делилась на две симметричные камеры. В дальнейшем эта симметричность нарушалась, то есть появлялась уродливость раковин, проявившаяся в строении устья и в дальнейшем этот вид не получил развития и прекратил свое существование.

Отложения верхов позднего альба характеризуется дальнейшим сокращением количества видов от 32 до 12. Количество родов уменьшается по сравнению с поздним альбом от 23 до 7. Бентосные представители почти отсутствуют, они занимают всего 2% от всего комплекса фораминифер. Ввиду того, что количество видов фораминифер здесь резко снижается, казалось бы все говорит о регрессивном морском цикле, но планктон здесь указывает на трансгрессивный цикл в истории геологического развития рассматриваемой территории. Сокращение бентоса обусловлено не регрессивностью цикла, а заражением морского дна сероводородом. Увеличение планктона и приток новых видов обусловлен существованием в позднеальбское время открытого морского бассейна. Усилившаяся альбская трансгрессия обеспечила условия для развития планктонных представителей фораминифер: *Hedbergella delrioensis* (Carsey) и для появления таких видов как *Hedbergella porstdownensis* (Williams-Mitcheli), *H. caspia* Vass., *Favusella voloshinae* Longoria et Gamer., *Ticinella subticinensis* (Gand.), *Thalmaninella brotzeni* (Sigal), *Th. appenninica* (Renz). Последние два вида здесь появляются в виде единичных экземпляров.

Значительное развитие планктонных форм, изменение их систематического состава, вымирание большинства представителей, хотя это и обусловлено причинами не регрессивного цикла, — говорит о начале новой верхнемеловой эпохи. Поэтому, несмотря на унаследованный характер отложений от раннеальбского века, систематический состав фораминифер отразил на себе новый этап в их развитии.

Рассмотрение развития биоты океана в связи с изменениями абиотических факторов показывает, что длительные интервалы без резких границ изменений среды, в условиях трансгрессии, активной гидродинамики и разнообразия экологических ниш способствуют увеличению биоразнообразия и количества организмов. Сокращение биоты вызывается быстрым изменением условий, особенно многократной сменой противоположных тенденций (трансгрессия-регрессия, потепление-похолодание и др.). Кроме того, отрицательное влияние оказывает однозначно вредное для развития организмов событие, такое как глобальное развитие аноксии в океанах.

Комплексное воздействие на биоту, рассмотренных факторов играло, очевидно, весьма существенную роль в ее перестройке – вымирании старых и расцвете новых форм.

#### Литература

1. Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И. Отображение глобальных и межрегиональных биосферных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах Северо-Восточного Кавказа (Дагестан). // Труды Института геологии ДНЦ РАН, вып.№50, Махачкала. 2006. с.15-17.

2. Самышкина К.Г., Гусейнова Ж.К. Этапность в развитии меловых фораминифер Дагестана. //В сб.: Геология и нефтегазоносность мезозойских отложений Дагестана, ИГ Даг.ФАН СССР, Махачкала. 1984, вып.31, с.32-42.

3. Самышкина К.Г., Саламова Н.А. Этапность в развитии фораминифер в альбское и сеноманское время на территории Восточного Кавказа. //В сб.: Геология твердых полезных ископаемых Дагестана, ИГ ДНЦ АН СССР, Махачкала. 1990, вып.42, с.111-113.

4. Исаева Н.А. Переходный апт-альбский интервал в разрезе сел.Акуша по данным изучения фораминифер. // Труды Института геологии ДНЦ РАН, вып.№50, Махачкала. 2006. с.23-24.

5. Бараш М.С. Влияние абиотических событий на развитие микрофоссилий океана. // Микрорпалеонтология в России на рубеже веков. М.: ГЕОС, 2005. с.7

## ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ДАГЕСТАНА

*Юсупов А.Р., Черкашин В.И.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

К категории геолого-географических памятников нами отнесены уникальные ландшафты и их элементы, которые являются характерными признаками для опознания того или иного явления или процесса, иллюстрирующего различные свойства вещества, геологической среды.

Простая фиксация памятников и даже их подробное описание не исчерпывает нашу задачу. Введение в научный оборот этих объектов позволяет обогатить геологическую науку, обучать новые поколения геологов, удовлетворять большую потребность научного туризма и т.д.

В данном кратком сообщении мы преследуем цель – дать некую иллюстрацию вышеуказанным соображениям, сославшись на некоторые всем известные объекты, которые следует рассматривать как прототипы широко развитых специфических морфоструктур.

В прибрежной полосе, которая традиционно посещалась всеми путешественниками и натуралистами прошлого, обращает на себя внимание бугристые ландшафты в сочетании с грязевыми озерами и сальзами: Акгель, Турали, Уйташ, Аджи, Каякент, Рукель, Белиджи, Арабляр, Гильяр, Аджинаур.



Глинистые бугры у с. Гильяр

Грязевулканическое происхождение этих ландшафтов было установлено при более тщательном исследовании вещественного состава или брекчии, слагающих бугры на площадях Каякент, Дузлак, Огни, Хошмензил, а также в сбросовом канале озера Аджи, где эруптивный канал был вскрыт в процессе проходческих работ. Некоторые из этих объектов имеют исторические корни и прикладное значение. Каякентские грязевые озера являются базой для санаторного лечения многих заболеваний,



Араблинские озера использовались арабами для примитивной добычи соли, Аджиноурское озеро на вершине грязевого конуса долгое время функционировало как народная лечебница, из Туралинских озер лечебная грязь добывалась и поставлялась в Махачкалинскую грязелечебницу. Отдельно следует упомянуть искусственно возникшие грифоны в процессе глубокого бурения на площадях Берикей, Избербаш и Хошмензил, которые также используются стихийно как лечебные ванны.

На стыке Прикаспийской низменности и передовых хребтов хорошо известна эоловая морфоструктура Сарыкум – уникальная песчаная дюна, которая сохранилась благодаря близости Нарат-тюбинского хребта.



Песчаная дюна Сарыкум

В конце передовых хребтов выявлены объекты, которые в фиксированном виде отражают различные явления палеофлюидодинамики: каолиновые и серные бугры (Талги, Восточный Капчугай), непунические дайки (Атлы буюн), бугор Колесникова (Талги), связанный с вертикальной пластиной палеоценового возраста, Кизилбулакская долина, ожелезненные песчаники, окварцованные песчаники нижнего майкопа (Миатлы). В этой же полосе в долине р.Сулак у с.Зурамакент разгружается современный термальный источник (температура 60 градусов С), содержащий в газовой фазе эманации радона, используемый в настоящее время стихийно, как лечебница широкого профиля. Полоса передовых хребтов изобилует униками голоценовой геодинамической активизации – полоса Кизилбулакских надвигов. Особенно впечатляющие сейсмодетформации связанные с массивом горы Тепселитау в пределах Чемаульской мульды – этот массив маркирует эпицентр сильного землетрясения нижнеголоценового времени. Здесь же (близ сел. Ахатлы) локализован уникальный объект малой геодинамики – провал, возникший во время Дагестанского землетрясения 1970 г. Наконец, в этом же узле сформировался впечатляющий оползень на берегу Чиркейского водохранилища.

Из уникальных явлений в районе Сулакского выступа следует указать на хаотические компоненты в виде внедрений жестких литопластин в пластичную толщу майкопских глин, которые относят к подводно-оползневым массам (олисторомы).

В толще предгорий в голоцене имели место максимальные градиенты новейших и современных движений. В результате некоторые малые реки, не сумев преодолеть новые уклоны «ушли под землю» и, миновав закарстованные массивы, выходят на дневную поверхность в виде концентрированной разгрузки пресных вод высокого качества – типичные примеры Бекенез-булак и Казанище. На более высоком гипсометрическом уровне в зоне сплошных выходов карбонатных толщ мела и юры эти объекты проявляются в виде закарстованных массивов пещер, трещин растяжения и отпора: таковы Акушинские, Ботлихские, Унцукульские, Ургинские, Гимринские и др закарстованные массивы.

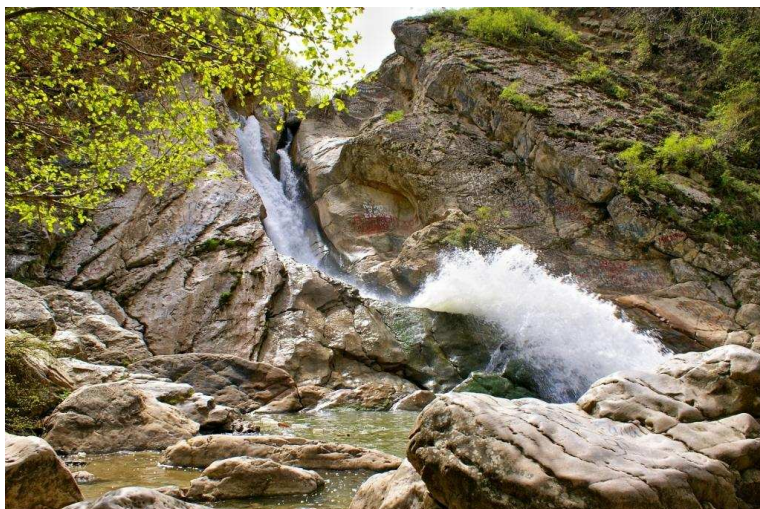


Гимринские закарстованные массивы

Отдельного упоминания заслуживают карстовые источники с отложениями хлористых солей Инхело-Конхидатль в Ботлихском районе, т.к. они генетически связаны с хемогенной формацией известняков верхней юры.

С карбонатными толщами внутреннего Дагестана связаны многочисленные объекты малой геодинамики и флюидогеодинамики. Наиболее впечатляющие – это участки мраморизованных известняков в неокоме, связанные с прорывом высокотермальных кремнийсодержащих растворов. В подошве мраморизованных известняков широко представлены различные кварцсодержащие агрегаты – силициты, сыпучка горного хрусталя, ониксы и др. Указанные явления широко развиты в сводовых частях Кодар-Ирганайской и Аракмеэрской антиклиналей. Наиболее впечатляющий такой объект выявлен в седловине на перевале Аркас-Аракань. Мраморизация здесь сочетается с обильным выносом железистых минералов, образуя типичную ассоциацию титан-магнетитовых скарнов. Другие интересные явления, наблюдаемые в толще доломитизированных известняков – это внутрiformационное брекчирование – также связано с активной флюидогеодинамикой. Яркий пример таких брекчий отмечены на левом борту Аварского Койсу у с. Унцукуль. С этим селением связан целый ряд уникальных геологических феноменов: гигантский эскарб, отколовшийся от Бетлинского плато ступенчатый массив и каменный поток, останцы которого образуют, так называемые, Унцукульские столбы. На самом Бетлинском плато широко развиты провальные воронки, связанные со сплошным развитием карста. Особо следует остановиться на каменных порогах близ с. Гапшима и Ирганай – каменные «реки» состоят из гигантских глыб известняка, движение которых возможно только в условиях вибрации в моменты сильных землетрясений. К числу последствий землетрясений относятся крупные срывы, оползни и эскарбы. В частности, известные озера Казенойам сформировались в начале голоцена в результате перекрытия долины сейсмогенным эскарбом, тоже относится и к Мочохскому озеру. Отдельные «висячие» массивы, оторвались от коренного залегания в результате явлений сейсмокинетики (у с. Зирани в створе Ирганайской плотины). Наряду с современной механопластиной в карбонатных разрезах широко представлены явления будинажа, сопровождаемые окварцеванием (Леваши, Губден, Хучни и т.д). Указанные гигантские текстуры связаны с инверсионным этапом развития бассейнов, а также с возможными очагами геодинамической активности типа гранито-гнейсовых куполов. Наличие таких неостывших очагов тепла подтверждается современными гидротермами (Ахты, Хнов, Зурамакент), травертиновыми покровами (Кизил-Дере), углекислыми источниками (Тимди, Инхокари). Дагестан отличается от смежных геоструктур широким развитием осадочных формаций и значительной глубиной денудационного среза. Эти обстоятельства способствуют хорошей обнаженности, отпрепарированности геологических структур. В этой связи все исследователи Дагестана единодушно относят эту территорию к категории геологического музея под открытым небом.



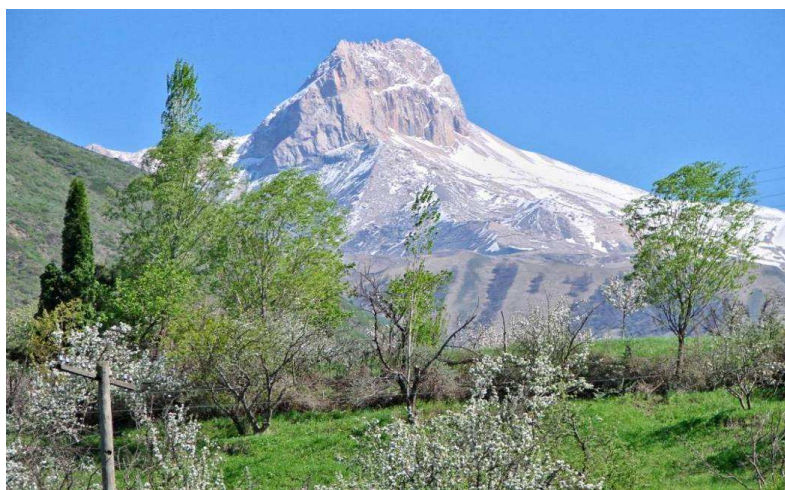


Ханагский водопад

Многообразие и своеобразие геологических объектов, которые можно отнести к геологическим памятникам, кроме вышеописанных, позволяет выделить стратиграфические, палеонтологические, тектонические их разновидности.

Стратиграфические объекты представляют собой выходы горных пород на земную поверхность, характерные для определенного геологического возраста. Сюда относятся эталонные для мезозойско-кайнозойского возраста опорные разрезы по р.р. Сулак, Андийское, Аварское, Казикумухское Койсу, Самур и т.д.

Тектонические объекты – это образования, свидетельствующие о движениях земной коры (складки, разломы). К ним можно отнести Гергебильскую, Гунибскую, Урминскую синклинали, плато Тарки-тау, Бетли, Хунзах, Шалбуз-даг, Экибулакский грабен и др. Перечень уникальных объектов может быть со временем значительно расширен. Здесь нами проведены только типоморфные разновидности, чтобы доказать необходимость систематических исследований в этом направлении. Необходимо выполнить тщательное документирование и картирование подобных объектов изготовление фотографий, видеофильмов, атласов, описаний маршрутов учебного и туристического характера.



Гора Шалбуз-даг. 4127 м.н.у.м

Необходимо довести до сведения местных органов власти круг объектов, подлежащих охране, а также допустимые техногенные нагрузки и степень инженерного вмешательства. Содержание этого направления исследований составляет предмет геоэкологии, тесно связанный с геодинамикой, динамической геологией, опасными быстротекущими геологическими процессами и их прогнозом.



## УКРЕПЛЕНИЕ ГРУНТОВМОДИФИЦИРУЮЩЕЙ ДОБАВКОЙ «ДС -35» ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ СЕЛЬСКИХ ДОРОГ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ДАГЕСТАН

*Атемов М. С., Юсупов А. Р., Черкашин В. И.  
ДГТУ, Институт геологии ДНЦ РАН*

В России проблемы с дорогами и качеством дорожного покрытия настолько очевидны, что уже не удивляют никого. И это касается не только городских дорог с интенсивным движением, но и сельских. Автомобильные дороги в сельских районах, являются важнейшей составной частью общей инфраструктуры агропромышленного комплекса, и их отсутствие или неудовлетворительное состояние приводят к значительным потерям сельскохозяйственной продукции. Кроме того, от состояния дорог в сельских районах зависит качество жизни на селе. Вместе с тем, внутрихозяйственные дороги, которые так необходимы сельхозтоваропроизводителям, находятся в состоянии полной разрухи. Перевозка сельхозпродукции на этих дорогах серьезно влияет на её себестоимость, качество и товарный вид. Практически не решаются социальные вопросы, что делает труд сельского работника не привлекательным, приводит к большому оттоку населения сёл в города. Особое значение приобретает ведомственная целевая программа «Развитие сети внутрихозяйственных дорог в Республике Дагестан на 2014-2017 годы», способствующая важнейшей составной частью инфраструктуры, экономическому росту, решению сельскохозяйственных, социальных задач и обеспечению продовольственной безопасности Республике Дагестан. В связи с этим перспективным направлением в дорожном строительстве является совершенствование и внедрение технологий, основанных на методе стабилизации грунтов. Применение стабилизированных глинистых грунтов позволит получать композиционный материал для устройства основания дорожной одежды на автомобильных дорогах IV–V технической категории, исключив дорогостоящий щебень, отечественные и зарубежные стабилизаторы грунтов в последнее время широко внедряются в отдельных регионах России. В настоящее время классифицируют два класса стабилизаторов грунтов. Среди стабилизаторов первого класса можно выделить ионные закрепители грунта: Perma-Zyme, Roadbond, Gonsolid, RoadpakerPlus, T-RRP, RRP-235-Special, «Статус», «Статус-2», «Дорзин», «АНТ» и другие, ко второму классу относятся: «M<sub>10+50</sub>», «Наностаб», «Nikoflok» и т.д.

Многолетний практический опыт применения стабилизаторов показывает [5], что не все стабилизаторы достаточно эффективны, в том числе многие из них токсичны, в основном предназначены для кислых грунтов, имеют высокую стоимость и большая их часть выпускается за рубежом и в разных регионах России. Подобные стабилизаторы в виду своей недостаточной водостойкости и прочности в водонасыщенном состоянии имеют ограниченное применение, а необходимое в этих случаях усложнение дорожной конструкции требует значительных затрат. В связи с этим возникает необходимость в увеличении водостойкости связных грунтов, обработанных стабилизатором в регионах России схожих с Республикой Дагестан. Учитывая важность вопроса повышения качества и долговечности автомобильных дорог, а также необходимость совершенствования технологии, авторы предлагают использовать разработанный нами стабилизатор грунта «ДС-35».

Модификатор «ДС-35» представляет собой водную дисперсию винилацетат акрилового сополимера с низковязкой средой без содержания растворителей и пластификаторов, полученный путем полимеризации мономеров в жидкой фазе с определенной рецептурой. Физико-химические характеристики данного модификатора представлены в табл. №1. Качество грунта достигается введением в глинистую составляющую модификатора «ДС-35» совместно с гидравлическим вяжущим, соотношение которых подбирается опытным путем.

Таблица №1

Физические и химические характеристики модификатора «ДС-35»	
Внешний вид	Молочно-белая жидкость
Массовая доля сухого вещества, %	47
pH	10,7
Цвет	Белый/кремовый цвет
Размер частиц, мкм	0,04-0,1
Плотность, г/см <sup>3</sup>	1,04
Молекулярный вес	смесь
Точка кипения	100 <sup>0</sup> С
Точка плавления/область	Приблизительно 0 <sup>0</sup> С
Растворимость в воде	Смешивается
Вязкость при 25 <sup>0</sup> С, мПа·с	1,200-2.000 мПа·с
Минимальная температура пленкообразования, <sup>0</sup> С	-5 <sup>0</sup> С
Химическая стабильность	Продукт химически стабилен.

Сополимерный модификатор, вступая в реакцию с химически связанной водой в глинообразующих минералах, образует химически стойкие и прочные соединения, придающие грунту более высокую плотность, с очень низкой водопоглощающей способностью.

Для определения влияния модификатора «ДС-35» на свойства глинистых грунтов, были взяты пробы с дорожного полотна IV категории автодороги расположенной в Ногайском районе Республики Дагестан, с целью определения их физико-химических свойств до использования модификатора (табл. 2).

Таблица №2

Физико-химические и физико-механические свойства глинистых пород

Наименование характеристик		Количество проб. №			
		1	2	3	4
Плотность Грунта, г/см <sup>3</sup>	Влажного, P	1,59	1,87	1,83	1,76
	Сухого, Pd	1,32	1,59	1,40	1,58
	Частиц, s	2,67	2,75	2,80	2,69
Максимальная плотность сухого грунта, P <sub>dmax</sub> , г/см <sup>3</sup>		1,71	1,70	1,54	1,88
Оптимальная влажность, W <sub>опт</sub> , %		15,72	20,31	27,40	13,88
Коэффициент пористости, E		1,02	0,72	1	0,7
Пористость, n		0,5	0,42	0,5	0,41
Коэффициент водонасыщения, Sr		0,53	0,67	0,84	0,43
Природная влажность грунта, We		20,32	17,58	30,25	11,32
Влажность, %	На границе текучести, WL	23,66	31,56	45,79	24,51
	На границе раскатывания, Wp	19,91	18,67	24,24	12,5
Число пластичности, Ip		3,75	12,89	21,55	12,01
Показатель текучести, I <sub>t</sub>		0,11	-0,08	0,27	-0,09
Содержание песчаных частиц(2- 0,05мм), Масс, %		45,54	12,00	0,76	38,8
pH водной вытяжки		6,9	7,0	7,0	7,1
Содержание гумуса в 100грамм грунта		0,68	0,68	0,73	0,99
Наименование по ГОСТ 25100-2011		Супесь пылеватая	Суглинок Тяжелый пылеватый	Глина легкая пылеватая	Суглинок легкий пылеватый

На основе полученных экспериментальных данных, было определено оптимальное количество добавок модификатора «ДС-35», которое составило 0,42 – 0,49% от массы грунта. Аналогично было определено необходимое количество гидравлического вяжущего, которое составило от 4 – 8% от массы грунта.

Подготовленные смеси грунта и модификаторы были запрессованы в цилиндрические формы, размером 50,5x50,5 мм, и находились под нагрузкой 15 МПа в течение 3 минут. После чего образцы извлекались из форм и хранились в условиях естественной влажности при  $T = 20-25^{\circ} \text{C}$ . Анализ физико-химических свойств испытываемых образцов проводился через 7; 14 и 28 суток. Полученные данные приведены в таблице № 3.

Таблица №3

Физико-механические свойства образцов укрепленных модификатором «ДС – 35»

Наименование характеристик	Сроки твердения, сут.		
	7	14	28
<b>Компоненты в смеси: супесь пылеватая, портландцемент, «ДС – 35», вода.</b>			
Предел прочности при сжатии, МПа	6,31	7,67	8,92
Предел прочности на растяжении при изгибе, МПа	1,1	1,55	1,66
Капиллярное водонасыщение, W %	1,57	1,21	1,08
Марка по прочности на сжатие	M60	M75	M75
Марка по прочности на растяжение при изгибе	M60	M75	M75
<b>Компоненты в смеси: суглинок тяжелый пылеватый, портландцемент, «ДС – 35», вода</b>			
Предел прочности при сжатии, МПа	10,08	11,22	12,04
Предел прочности на растяжении при изгибе, МПа	2,06	2,33	2,14
Капиллярное водонасыщение, W %	0,20	0,1	0,07
Марка по прочности на сжатие	M100	M100	M100
Марка по прочности на растяжение при изгибе	M100	M100	M100
<b>Компоненты в смеси: глина легкая пылеватый, портландцемент, «ДС – 35», вода</b>			
Предел прочности при сжатии, МПа	12,06	12,58	13,24
Предел прочности на растяжении при изгибе, МПа	2,31	2,06	2,34
Капиллярное водонасыщение, W %	0,12	0,09	0,05
Марка по прочности на сжатие	M100	M100	M100
Марка по прочности на растяжение при изгибе	M100	M100	M100

Анализ полученных данных показывает, что образцы из исследуемого грунта супеси пылевой, укрепленной 4% цемента и 0,49% модификатора «ДС-35» в 7-ми суточном возрасте, согласно ГОСТ 23558-94 [3] соответствуют марке по прочности на сжатие M60, в 14-ти и 28-ом суточном возрасте соответствуют марке M75. Следовательно, в соответствии с полученными физико-механическими характеристиками, модификатор «ДС-35», может быть применен в качестве основного или дополнительного слоя основания при введении в смесь 4 - 8% цемента, и модификатора «ДС- 35» в количестве 0,42 – 0,49% от массы смеси. Таким образом, в рамках реализации программы и с целью минимизации материальных затрат целесообразно использовать модификатор «ДС-35» в качестве слоя основания на автомобильных дорогах IV – V технических категорий, что позволяет получить прочностные показатели для исследуемых глинистых грунтов, соответствующие маркам по прочности M60-M100.

#### Литература

1. Фурсов С.Г. Строительство конструктивных слоев дорожных из грунтов, укрепленных вяжущими материалами // Автомобильные дороги и мосты. 2007. Вып. 3. С. 17 – 21.
2. СНиП 2.05.02 – 85 Автомобильные дороги // Гострой. – М.: ЦИТП Гостроя СССР, 1986 – 56 с.
3. ГОСТ 23558 – 94 Смеси щебеночно – гравийно – песчаные и грунты, обработанные неорганическими вяжущими материалами, для дорожного и аэродромного строительства // Гострой. – М.: ЦИТП Гостроя России, 1995 – 14 с.
4. СТО 60929601.003 – 2012 «Грунты, укрепленные стабилизатором «АНТ», для автодорожного строительства.
5. Ольховиков В.М. Надежный грунт // Строительная техника и технологии, 2008, № 7. – С. 93-94.
6. Химическая стабилизация грунтов // Марков Л.А., Огнева Н.Е., Парфенов А.П., Петрашев А.П., Подпилская В.П., Пугачев Б.В., Черкасов И.И. и др.- М., 1960.
7. Некоторые виды применения эмульсий. Коллоиды и поверхности // М. Чэппат Часть А: Физико-химические и инженерные аспекты, 91, 1994 год, С. 57-77.
8. ГОСТ 22733-77. Грунты. Метод лабораторного определения максимальной плотности. – Введ. 01.07.78 – М.: Изд-во стандартов, 1978.

## ИССЛЕДОВАНИЕ ДИАБАЗОВ АХВАЙ-ХУРАЙСКОЙ ИНТРУЗИИ КАК СЫРЬЕ НА СТЕКЛОВОЛОКНО

*Агаларов Т.Г., Юсупов А.Р., Абдуллаев М.Ш.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В Геологическом строении территории принимают участие терригенные образования юры, в меньшей степени интрузивные и эффузивные породы и осадки четвертичной системы. Юрские отложения представлены ааленским и тоарским ярусами. Последний в данном районе подразделяется на среднетоарский и верхнетоарский подъярусы. Нерасчлененные отложения среднего тоара ( $I_1$ ,  $t_2$ ) являются древнейшими в районе. Они залегают узкой полосой С-СВ Ахтычайского разлома, ими сложены ядра Самурской и Деличайской антиклиналей, а также склоны и вершины г. Карадаг.

Магматические образования представлены среднетоарскими дайками основного состава, малыми интрузивными габбро, габбро-диабазов и верхнеааленскими эффузивами.

Дайки образуют полосу общекавказского простирания, являющуюся южным звеном мощного диабазового пояса, известного под названием «Кохетинский». Наибольшим распространением пользуется диабазовые дайки в зоне Главного Кавказского (Ахтычайского) разлома или вблизи него. Они прорывают отложения от среднего тоара до верхнеялахкамской подсвиты и частично в низах гепцайской свиты известно около десятка интрузий габбро-диабазов мощностью от 5 до 200 м и протяженностью до 2-4,5 км.

Нами были исследованы породы Ахвай-хурайской интрузии по канавам № 1 и 2. При изучении вещественного состава сырья использованы следующие аналитические методы: рентгено-флюоресцентный, рентгенофазовый, термогравиметрический анализ, петрографическое изучение породы в шлифах.

Для исследования минерального состава были изготовлены шлифы из магматических горных пород.

С целью уточнения минерального состава пород был дополнительно проведен микронзондовый анализ в шлифе.

Порода из Канавы 1 (образцы К-1-1 - К-1-5) определена как субщелочной базальт, мелко-среднезернистый, серого цвета, с более темными порфиroidными (1-6 мм) выделениями пироксена (~ 30 % объема породы) (рис. 1-5). Название «базальт» дано условно, так как порода имеет структуру, переходную между характерными структурами для базальтов и долеритов.

Образцы из Канавы 2 (образцы К-2-1 - К-2-5) представляют собой монцонит мелкозернистый, массивный, сложенный светлыми лейстами плагиоклаза и темно-серыми изометричными и призматическими зернами пироксена (рис. 5-10). Монцонит - это субщелочная порода промежуточная между сиенитом и габбродиоритом, сложенная примерно равными количествами (20-40%) среднего плагиоклаза и калиевого полевого шпата, цветными минералами (25-40%) - биотитом, роговой обманкой, клинопироксеном. Монцониты обычно считаются производными кислых магм, но в данном случае, по комплексу признаков (близкие структуры, одинаковый набор второстепенных минералов и аксессуариев, наличие стекла и одинаковые продукты его разложения), очевидно, что монцониты являются выплавками субщелочного базальтового расплава.

Химический состав образцов определялся на рентгено-флюоресцентном спектрометре, результаты анализов приведены ниже.

## Химический состав образцов из Канавы 1, мас. %

№ п/п	Элементы соединения	<u>К 1-6</u>	<u>К 1-7</u>	<u>К 1-8</u>	<u>К 1-8</u>	<u>К 1-10</u>	<u>Среднее</u>
1	SiO <sub>2</sub>	45,55	46,97	46,88	46,55	45,52	46,29
2	TiO <sub>2</sub>	1,529	1,775	1,651	1,683	1,494	1,626
3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,74	15,19	14,84	15,08	14,07	14,58
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,40	8,42	8,93	8,76	9,00	8,70
5	MnO	0,126	0,122	0,118	0,118	0,126	0,122
6	CaO	9,72	8,70	8,27	8,41	8,77	8,77
7	MgO	7,68	5,01	6,92	6,68	8,05	6,87
8	Na <sub>2</sub> O	2,452	2,648	3,190	3,066	2,588	2,789
9	K <sub>2</sub> O	1,984	2,623	1,703	1,833	1,775	1,984
10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,355	0,431	0,417	0,411	0,352	0,393
11	S	0,034	0,045	0,027	0,033	0,044	0,037
12	Ba	0,0580	0,0619	0,0576	0,0498	0,0468	0,0548
13	Cr	0,0107	0,0112	0,0156	0,0125	0,0093	0,0119
14	Cu	0,0085	0,0030	0,0035	0,0044	0,0070	0,0053
15	Zn	0,0046	0,0056	0,0056	0,0053	0,0053	0,0053
16	Pb	0,0013	0,0015	0,0014	0,0014	0,0013	0,0014
17	Ni	0,0061	0,0043	0,0061	0,0053	0,0068	0,0057
18	Sr	0,0338	0,0254	0,0251	0,0257	0,0317	0,0283
19	V	0,0281	0,0277	0,0271	0,0263	0,0262	0,0271
20	Rb	0,0058	0,0078	0,0044	0,0049	0,0049	0,0056
21	Zr	0,0124	0,0140	0,0132	0,0132	0,0124	0,0130
22	Ga	0,0017	0,0019	0,0019	0,0019	0,0019	0,0019
23	La	0,0027	0,0032	0,0031	0,0030	0,0029	0,0030
24	Nb	0,0031	0,0039	0,0037	0,0038	0,0032	0,0035
25	C	8,25	7,90	6,89	7,23	8,05	7,66
<b>Сумма</b>		100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00
<b>Мк</b>		<b>3,408</b>	<b>4,533</b>	<b>4,062</b>	<b>4,084</b>	<b>3,543</b>	<b>3,926</b>

## Химический состав образцов из Канавы 2, мас. %

№ п/п	Элементы соединения	<u>К 2-6</u>	<u>К 2-7</u>	<u>К 2-8</u>	<u>К 2-9</u>	<u>К-2-10</u>	<u>Среднее</u>
1	SiO <sub>2</sub>	52,68	52,38	51,57	51,92	52,56	52,22
2	TiO <sub>2</sub>	2,090	2,142	2,123	2,057	2,104	2,103
3	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	14,77	14,53	14,60	14,75	14,70
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,93	10,05	9,94	9,71	9,79	9,88
5	MnO	0,145	0,152	0,146	0,143	0,146	0,146
6	CaO	4,73	4,83	4,73	4,96	4,88	4,83
7	MgO	2,82	2,77	2,73	2,59	2,73	2,73
8	Na <sub>2</sub> O	4,263	4,295	4,100	4,172	4,423	4,251
9	K <sub>2</sub> O	3,845	3,724	3,725	3,740	3,513	3,709
10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,724	0,760	0,763	0,730	0,744	0,744
11	S	0,019	0,049	0,048	0,059	0,075	0,050
12	Ba	0,1204	0,1066	0,1212	0,1054	0,1180	0,1143
13	Cr	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
14	Cu	0,0007	0,0002	0,0002	0,0000	0,0004	0,0003
15	Zn	0,0060	0,0060	0,0060	0,0055	0,0057	0,0058
16	Pb	0,0015	0,0015	0,0015	0,0015	0,0015	0,0015
17	Ni	0,0025	0,0029	0,0026	0,0024	0,0025	0,0026
18	Sr	0,0287	0,0280	0,0285	0,0284	0,0279	0,0283
19	V	0,0268	0,0269	0,0268	0,0263	0,0274	0,0268
20	Rb	0,0083	0,0079	0,0083	0,0082	0,0075	0,0080
21	Zr	0,0206	0,0198	0,0202	0,0200	0,0202	0,0202
22	Ga	0,0023	0,0022	0,0023	0,0022	0,0022	0,0022
23	La	0,0062	0,0058	0,0057	0,0058	0,0060	0,0059
24	Nb	0,0062	0,0059	0,0061	0,0059	0,0060	0,0060
25	C	3,68	3,87	5,37	5,11	4,05	4,42
<b>Сумма</b>		100,00	100,01	100,00	100,00	99,99	100,00
<b>Мк</b>		<b>8,945</b>	<b>8,837</b>	<b>8,862</b>	<b>8,813</b>	<b>8,841</b>	<b>8,86</b>

На классификационных диаграммах  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  исследованные горные породы из Канавы 1 попадают в поле основных умеренно-щелочных пород (трахибазальтов), породы из Канавы 2 – в поле средних умеренно-щелочных пород. Горные породы, отобранные из одной канавы, по содержаниям главных породообразующих компонентов отличаются незначительно (порядка 1-2 %). Содержания  $\text{SiO}_2$  в базальте составляют 45,52 – 46,97 % (46,29 %), в монцоните – 51,57 – 52,68 % (52,22 %). Государственным Предприятием «Научно-технологический центр «Базальтоволоконные материалы» (НТЦ «Бавома») (Украина, г.Киев) для производства базальтового непрерывного волокна рекомендуется сырье с содержанием  $\text{TiO}_2$  0,2 – 2,0 %, для супертонкого штапельного – 0,5 – 2,5. Базальты образцов из Канавы 1 с содержаниями  $\text{TiO}_2$  – 1,494–1,775 % входят в рекомендуемые пределы, а монцитониты образцов из Канавы 2 характеризуются предельными содержаниями  $\text{TiO}_2$  (2,090-2,142 %), если рассматривать их как сырье для плавления супертонкого волокна.

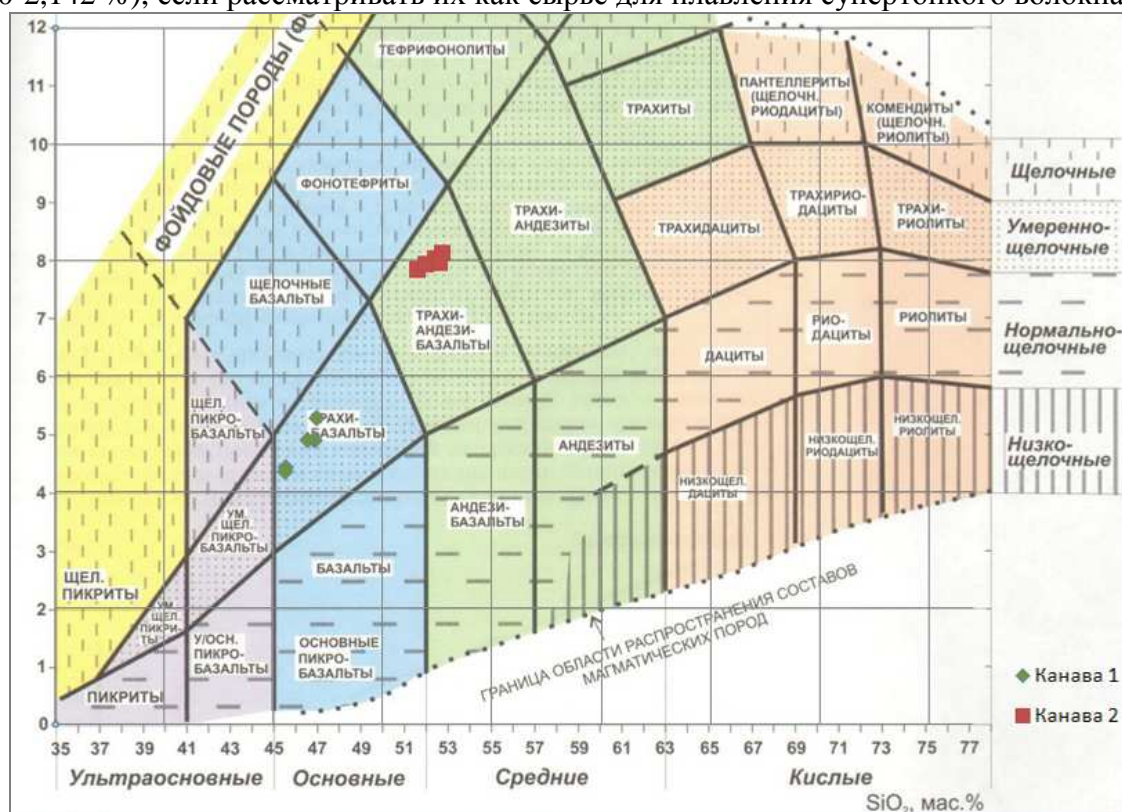


Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  для классификации и номенклатуры вулканических пород

Наиболее распространенным показателем, определяющим пригодность сырья для производства базальтового волокна и его качества, является модуль кислотности  $M_k$ :

$$M_k = \frac{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{CaO} + \text{MgO}}$$

где  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  – содержание соответствующих оксидов в сырье или расплаве, мас. % .

Рекомендуемые пределы значений модуля кислотности для сырья зависят от свойств, которые должны быть в конечном итоге у базальтового волокна (термостойкость, кислото- или щелочеустойчивость, и др.). Тем не менее, опираясь на различные источники модуль кислотности горной породы для производства базальтового непрерывного волокна должен составлять не менее 3,2 и не более 6,2.  $M_k$  базальтов (образцы канавы 1) находится в интервале 3,4–4,5 (среднее – 3,9), что соответствует рекомендуемым значениям, тогда как монцитониты (образцы канавы 2) характеризуется повышенными значениями  $M_k$  – 8,8–8,9.

Согласно проведенным исследованиям образцы канавы 1 представлены субщелочным базальтом с переходными структурными признаками, характерными для базальтов и долеритов. До 70 % объема пород сложено крупными кристаллами плагиоклаза и пироксена.

Образцы канавы 2 представлены монцонитом – субщелочной породой, которая занимает промежуточное положение между сиенитом и габбродиоритом. Исследованные образцы по комплексу признаков являются выплавками субщелочного базальтового расплава и сложены примерно равными количествами среднего плагиоклаза и калиевого полевого шпата, цветными минералами – биотитом, роговой обманкой, клинопироксеном.

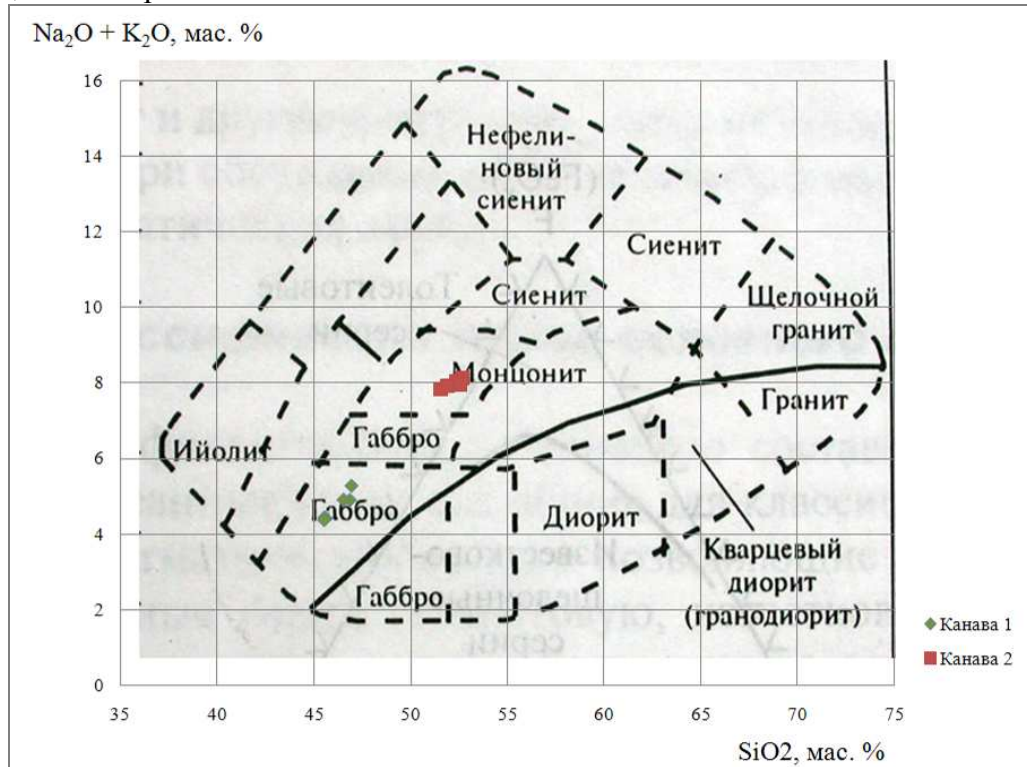


Диаграмма  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  для классификации и номенклатуры интрузивных пород

Согласно результатам термического анализа большинство исследованных смесей характеризуются стабильной массой в процессе нагревания (потеря массы 2-4 %), исключение составляют образцы К-1-1, К-1-2 и К-1-4, где потеря массы несколько выше – 5-9 %. Во всех случаях она обусловлена процессами дегидратации вторичных минералов в температурном диапазоне 500-850 °С.

Процесс плавления порообразующих минералов начинается при температуре 1128-1175 °С и для большинства образцов проявляется выраженным эндоэффектом с незначительными энергозатратами – 168-541 Дж/г вещества. В процессе охлаждения в исследуемых образцах отсутствует выделение кристаллических фаз.

Согласно опубликованным данным модуль кислотности сырья для производства каменного волокна должен составлять не менее 1,5-1,8 (а для однокомпонентных шихт до 4), температура плавления не должна превышать 1350°С, вещество должно иметь стабильную массу в процессе нагревания, в охлажденном расплаве – отсутствовать выраженная кристаллизация вещества. Согласно опубликованным данным модуль кислотности горной породы для производства базальтового непрерывного волокна должен составлять не менее 3,2 и не более 6,2.

Мк базальтов (образцы канавы 1) находится в интервале 3,4–4,5 (среднее – 3,9), что соответствует рекомендуемым значениям, образцы канавы 2 характеризуется повышенными значениями Мк – 8,8–8,9, ограничивающим их использование в качестве однокомпонентного сырья.



С учетом температуры плавления, величины энергозатрат, стабильности по массе, отсутствия выраженной кристаллизации при охлаждении – исследованные образцы канавы 1 являются перспективными как сырье для производства базальтового волокна

#### **Литература**

1. *Богатиков О.А.* и др. Магматические горные породы.: Наука,1987. Т.6.
2. Петрографическое исследование диабазов окрестностей г. Томска. Известия Томского Технологического Института (Известия ТТИ) – Т.37, №1
3. *Козловский Е.А.*. Горная энциклопедия. Москва. Издательство «Советская энциклопедия». 1986. Т. 2.

### **НЕКОТОРЫЕ ДИАЛЕКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА УГЛЕВОДОРОДОВ И ВОПРОСЫ ВОЗОБНОВЛЯЕМОСТИ И ВОСПОЛНЕНИЯ ИХ РЕСУРСОВ С ПОЗИЦИЙ ПОЛИГЕНЕЗА**

*Меликов М.М., Меликов Я.М.  
Институт геологии ДНЦ РАН*

#### ***Введение***

На современном этапе развития нефтегазовой геологии вопрос генезиса углеводородов (УВ) является ее основной проблемой и научной основой прогнозирования нефтегазоносности и научной базой геологоразведочных работ, решение которой представляет не только научный, но и практический интерес, т.к. от успешного ее решения зависит эффективность поисково-разведочных работ. Доказательством актуальности этой проблемы являются проводимые научно-практические конференции, как в масштабе страны, так и мира. Наибольший интерес в последнее время проявляется также и к вопросу возобновляемости УВ-х ресурсов, грозит ли их кризис и т.д. Но, тем не менее, несмотря на всеобщее понимание важности проблемы и имеющийся большой фактический и экспериментальный материал, да «плюс» гипотезы, для нефтегазового комплекса, а также в целом и ТЭКа, однозначное решение этой проблемы остается камнем преткновения исследователей многих поколений (более 150 лет!).

На протяжении почти полутора сотен лет нефтяники отдавали предпочтение органическому происхождению УВ, исходя из которой было и обосновано развитие ТЭКа бывшего СССР. На протяжении этого же периода времени выдвигались различные гипотезы и предпринимались немалые попытки по созданию единой (универсальной) теории происхождения УВ. Несмотря на то, что столько же лет осуществляется промышленная добыча нефти, до сих пор нет единого мнения об их происхождении. Продолжается «столетняя война» между сторонниками обеих гипотез: биогенной и абиогенной.

Скопления нефти и газа обнаружены во всех изучавшихся бурением достаточно мощных осадочных бассейнах, выделяемых как на континентах, так и в периферийных частях Мирового океана независимо от возраста отложений, географического и климатического расположения. Нефтегазопроявления встречаются в областях распространения метаморфических и кристаллических выступов фундамента платформ.

Приведем интересный исторический факт: с того момента времени, как Дрейк в 1859г. пробурил первую в мире скважину на нефть, трудно найти период более пяти лет, чтобы кто-либо не сигнализировал об истощении запасов нефти и о приближении энергетического кризиса. Согласно данным американских исследователей (А.С. Ласага и Х.Д. Холланд, 1971), количество нефти, которую может продуцировать вся органика Земного шара, можно представить в виде слоя толщиной 2.5 мм, равномерно покрывающего поверхность Земли [1]. В случае абиогенной теории толщина такого слоя равнялась бы 10 км, и, следовательно, количество нефти на Земном шаре с этой позиции в несколько млн. раз больше.



А что касается исчерпаемости и/или неисчерпаемости УВ-х ресурсов, то здесь необходимо акцентировать внимание на генезисе их происхождения. С позиций глубинного абиогенного происхождения нефти ее запасы на Земном шаре должны быть огромными, несопоставимы с таковыми, с позиций биогенного происхождения. Сторонники органического происхождения очень низко оценивают УВ-й потенциал Земли.

В научной литературе по обсуждению вопросов генезиса УВ, практически не встречаются философские, точнее ее диалектические аспекты (напомним, что диалектика – наука о наиболее общих законах развития природы), поскольку при обсуждении или выдвигании той или иной гипотезы они не рассматриваются с точки зрения диалектики: абсолютность или относительность истины.

#### **Генезис УВ – относительность и абсолютность истины с точки зрения диалектики**

В данной работе нами сделана попытка рассмотрения двух общеизвестных гипотез (биогенной и абиогенной) происхождения УВ с точки зрения диалектики: «абсолютность» и «относительность» истины [2], которые характеризуют процесс развития познания в области нефтегазовой геологии и раскрывают соотношение между тем, что уже познано (например, нефть и газ – горючие полезные ископаемые, что они образуются при определенных термобарических условиях в недрах земли) и тем, что будет познано (откуда берутся глубинные УВ, как происходит их генерация, при каких условиях они образуются, каково их фазовое состояние на первоначальном этапе, и т.д.?) в процессе развития комплекса наук о Земле, включая науки естественно-математического цикла; между тем, что в нашем сознании и наши знания могут быть изменены (понятие о полигенезе образования УВ), уточнены (механизм образования полигенности УВ, количество и качество биогенных и абиогенных УВ и т.д.), опровергнуты («моногенность», т. е. признание только одной гипотезы образования УВ) и тем, что останутся неопровержимыми (нефть, газ, газогидраты, торф, уголь – горючие полезные ископаемые, которые образуются при определенных термобарических условиях в недрах Земли).

На определенном этапе развития науки и техники можно отвечать, практически, на любой вопрос, но только лишь приблизительно. А где же «абсолютность» истины?! Любое утверждение на том или ином этапе развития знаний можно считать «абсолютностью» истины. А, пройдя определенный исторический промежуток времени, по мере развития знаний об окружающем мире, «абсолютность» может стать «относительностью», поскольку появились новые экспериментальные данные и/или новые гипотезы, опровергающие ту (предыдущую) «абсолютность», подтвержденные практикой. Но, однако, в каждой «относительности» истины есть и ее «абсолютность», ибо «абсолютности» нет, она бесконечна.

В связи с вышеизложенным, можно предположить, что гипотезы генезиса УВ являются, с точки зрения диалектики, «абсолютностью» и «относительностью» истины на определенном этапе развития знаний по нефтегазовой геологии, в целом, и по наукам о Земле.

Биогенную гипотезу образования УВ можно назвать на определенном этапе развития знаний о Земле «абсолютностью». Но, однако, есть и противоположное мнение – абиогенное происхождение, являющийся тоже верным утверждением, естественно, тоже являющейся таковой. А что же является «относительностью»? Но, тем не менее, каждая из гипотез имеет право на существование, на пути становления и утверждения в научном сообществе имеющие характер «суммарной» «относительности» истин. Следует отметить, что между двумя «абсолютностями» нет непроходимой границы, с т. зр. разработки месторождения, поскольку в процессе поиска, разведки месторождений УВ невозможно определить их генезис, да и нет такой необходимости, поскольку это весьма трудоемкая работа и технологически

сложная задача. Невозможно определить также поступающее или добываемое их количественное (количество и качество, отражающие важные стороны объективной действительности) соотношение (биогенное или абиогенное происхождение). Здесь возникают «спорные» моменты с точки зрения диалектики: «абсолютность» или «относительность»? На наш взгляд, здесь преобладает «относительность», поскольку нет исчерпывающего ответа на вопрос, а есть только приблизительное предположение.

История науки и практики подтверждает, что из суммы «относительностей» истин складывается «абсолютность», т. е. подтверждает диалектический характер познания. В процессе своего развития наука все глубже и полнее раскрывает свойства предметов и отношения между ними, приближаясь к познанию «абсолютности» истины.

Абсолютность и относительность истины дает ответ на вопрос: «...могут ли человеческие представления, выражающие объективную истину, выражать ее сразу, целиком, безусловно, абсолютно или только приблизительно, относительно?» (В.И. Ленин, Т.18, с.123). Трактую последнее, можно ответить, что на начальном этапе – только относительно, приблизительно. Истина «достигается» в результате долгого и упорного кропотливого труда.

По Канту, яркого представителя немецкого классического идеализма, категория – это всеобщие формы, в которых мы мыслим все воспринимаемое, априорные (бездоказательные) формы рассудка [2]. Здесь трудно не согласиться с Кантом, ибо все теории и/или гипотезы имеют априорные формы рассудка. После применения теории на практике и ее подтверждения на конкретном, только тогда гипотеза и/или теория приобретает «статус» «абсолютности» истины с точки зрения диалектики.

Основным принципом построения системы является единство исторического и логического, движение от абстрактного к конкретному, от внешнего к внутреннему, от явления к сущности. Так, относительность истины есть ничто иное, как абстрактная, а абсолютность – конкретная. Логику в данном случае (по нашему мнению) можно назвать «суммой множества «относительностей» истин, приводящей к «абсолютности». Отметим так же, что любая гипотеза и/или теория является абстракцией до применения и подтверждения ее на практике или экспериментальным путем.

Примером относительности и абсолютности истины могут послужить невозможность разработки газогидратов (в прошлом – относительность истины, хотя их наличие в недрах – абсолютность истины), а сейчас имеется технология их разработки – абсолютность истины. Предложенные теоретические предпосылки их разработки, применили на практике и подтвердились (абсолютность истины) на данном этапе развития нефтехимической технологии.

Согласно Б.А. Соколову [3], понимание общих закономерностей нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в земной коре, позволяет подойти к созданию общей теории нефтегазоносности недр (на данном этапе имеет место – относительность истины).

Частая приуроченность месторождений УВ к приподнятым блокам кристаллического фундамента является установленным фактом (абсолютность истины). Причиной такого контроля является неорганический синтез (абсолютность истины) нефтяных УВ из воды и углекислоты в восстановительных средах глубинных мантийных очагов (относительность истины). Затем наступает разрыв сплошности вышележащих пород и заполнение коллекторов осадочного разреза. Установлено также наличие скоплений УВ в породах кристаллического фундамента и даже щитах. Синтез УВ из неорганических веществ в восстановительной среде при высоких температурах и давлении, отвечающих условиям верхней мантии, подтвержден экспериментально (абсолютность истины).

Абстрагируясь в какой-то степени, можно сказать, что выдвинутая гипотеза и/или предложенная теория, является ли она «абсолютностью истины» или

«относительностью истины», зависит от статуса или иерархической ступени ученого в научных кругах данной отрасли знаний независимо от философского взгляда, если даже это будет носить «метафизический» характер.

Отметим также что, любые теории и/или гипотезы до применения ее на практике является относительностью истины, затем постоянно уточняются, развиваются до максимума, т.е. становятся абсолютностью истины. Следует также отметить, что если каждую теорию без практики принять как абсолютность истины, то это уже будет носить метафизический характер развития природы.

Таким образом, исходя из этого, следует констатировать, что каждую из гипотез и/или теорию можно назвать условно «метафизической» без подтверждения на практике, т.е. «относительностью истины»; скорее всего, «абсолютностью истины» следует считать полигенез образования УВ, что признано большинством исследователей. Каждую предыдущую истину можно назвать «абсолютностью», являющейся относительностью в будущем и послужившей «шагом» к познанию «абсолютности» истины.

### **Развитие концепций генезиса УВ**

Продолжается «столетняя война» между сторонниками обеих теорий происхождения УВ: биогенной и абиогенной, несмотря на то, что их промышленная разработка ведется более полутора сотен лет.

Сторонники органической осадочно-миграционной концепции генезиса УВ выявили основные генетические связи нефтегазообразования и размещения скоплений нефти и газа в осадочном чехле литосферы. Они внесли большой научный вклад в решение вопросов детального изучения органического вещества горных пород, нефтей и газов, а также первичной и вторичной миграции УВ, формирования их залежей и т.д. Следует отметить, что вопросы, охватываемые данной проблемой, так сложны, что многие из них и по сей день не имеют однозначного научного решения, которые объясняются недостаточной изученностью их с позиций физических процессов, протекающих в земных недрах, определяющих их условия образования, генерации, миграции и аккумуляции.

В.И. Вернадский видел причины образования нефти и других горючих ископаемых в развитии биосферы. Он считал, что образование нефти – одно из проявлений процесса передачи энергии Солнца через живое вещество в глубокие слои планеты. Заслуживают внимания высказывания И.В. Высоцкого, считающего нефть и газ формой посмертного существования биологической энергии.

Среди ряда концепций, заметное место занимает и эволюционно-динамическая модель нефтегазообразования. Первоначально были сформулированы критерии нефтегазоносности статического характера, включавшие понятия о коллекторах, покрышках, антиклинальных и других типах ловушек, представления о нефтематеринских свитах – источниках УВ. Позднее была выявлена связь нефтегазоносности с устойчивостью осадконакопления, что послужило для И.О. Брода основанием учения о нефтегазоносных бассейнах (НГБ) – основных структурных элементах, контролирующих размещение нефти и газа в земной коре.

Новый качественный скачок произошел в решении проблемы генезиса нефти и газа за счет привлечения критериев эволюционно-динамического типа с конца 60-х годов. Были разработаны и введены в обиход фундаментальные понятия о главной фазе и главной зоне нефтеобразования (ГФН и ГЗН), возникла стройная теория стадийности нефтегазообразования. В основу ее положено представление о нефтегазообразовании, как историческом явлении, возникающем на определенных стадиях развития осадочного бассейна [3,с.234]. Принцип историзма впервые в качестве критерия, определяющего нефтегазоносность, позволил ввести понятие времени. Стало возможным конкретизировать представление об очаге генерации как

естественноисторическом объекте, определяющем в пространстве и во времени возможности нефтегазообразования и нефтегазонакопления в благоприятных условиях.

В 80-е годы прошлого столетия наступил новый этап в понимании вопросов о процессах нефтегазообразования, когда появились принципиально новые материалы о строении земной коры и верхней мантии, полученные в результате сверхглубокого бурения (СГБ), глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и изучение геологии дна Мирового океана. Эти данные легли в основу учения о тектонической расслоенности верхних оболочек Земли (Ю.М. Пущаровский, 1986) и геодинамической концепции, объединяющей взгляды неомобилизма с теорией рифтогенеза (Е.Е. Милановский, 1985, В.Е. Хаин, Б.А. Соколов, 1989). Третий этап в отличие от двух первых: – статического и эволюционно-генетического, может быть назван флюидодинамическим [3,с.243].

Планомерная разработка универсальной концепции – общей теории нефтегазоносности Земли (Б.А. Соколов), в основу которой положена флюидодинамическая концепция нефтегазообразования происходила на кафедре геологии горючих ископаемых МГУ. С ней связывается надежда разрешения проблем энергетики процессов генерации УВ из РОВ, а также энергетики механизмов первичной (мобилизации «микронефти») и вторичной (концентрация «микронефти» в скоплениях) миграции [4, стр. 53].

При создании общей теории нефтегазообразования постулируется попытка объединения, существующих сегодня, органического и неорганического генезиса. Однако ее реализация связана с большими трудностями. Причина состоит в том, что в соответствии с новыми данными, в особенности по результатам исследований дна Мирового океана, формирование скоплений УВ в осадочном разрезе происходит не за счет «микронефти». Как оказалось, аномальные концентрации ОБ битумов (включая «микронефть») и УВ-х газов в породах связаны с утилизацией потоков глубинных УВ-х флюидов, формирующихся в благоприятных условиях и скопления УВ, а также разгружающихся насквозь в гидросферу и атмосферу [4, стр. 53-54].

В последние годы также разрабатывается новая концепция нефтегазообразования. Наряду с механизмами биогенного и абиогенного синтеза УВ, новая концепция, как обязательные элементы, учитывает периодическое поступление на Землю кометных углерода и воды, и их последующее участие в глобальном геохимическом круговороте вещества на планете, охватывающем ее атмосферу, гидросферу, а также породы земной коры и мантии. Идея круговорота позволяет совместить лучшие стороны органической и минеральной теорий нефтегазообразования, лишив их, правда, претензий на универсальность [5, стр.31].

Сторонники абиогенной концепции утверждают, что поставщиком УВ в залежи являются процессы глубинной углеводородной дегазации. Частая приуроченность месторождений УВ к приподнятым блокам кристаллического фундамента является установленным фактом. Причиной такого контроля является неорганический синтез нефтяных УВ из воды и углекислоты в восстановительных средах глубинных мантийных очагов. Затем наступает разрыв сплошности вышележащих пород и заполнение коллекторов осадочного разреза. Установлено также наличие скоплений УВ в породах кристаллического фундамента и даже щитах. Синтез УВ из неорганических веществ в восстановительной среде при высоких температурах и давлении, отвечающих условиям верхней мантии, подтвержден экспериментально [6].

Дегазация мантии Земли в настоящее время общепринята и широко обсуждается Российской научной общественностью. Общепринято также, что дегазации Земли обязаны климат планеты, состояние озонового слоя, происхождение и масштабы запасов нефти и газа на Земле и др. природные явления планетарного масштаба [7, стр. 63]. Экстремальные проявления процессов дегазации, как и запасов нефти и газа, характерны для зон повышенной геодинамической активности недр. Наиболее

плотными потоками метана ( $\text{CH}_4$ ), также как и водорода ( $\text{H}_2$ ), характеризуются геодинамически активные регионы, а внутри них – линейные разрывные структуры первого порядка [7, стр.64]. На протяжении геологического времени существует устойчивая дегазация природных газов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2$  и др.) из высокотемпературных областей Земли.

Согласно А.Н. Дмитриевскому [8], концепция полигенеза нефти и газа предполагает возможность образования месторождений нефти и газа за счет: биогенных и абиогенных источников; преобразования органического вещества, сбора «микронепти» в залежи с дополнительной подпиткой глубинными УВ; органического материала, прошедшего глубинное преобразование (субдукционная нефть). Эти предположения укрепляют позиции обеих концепций. При этом сторонники органической концепции получают механизм сбора, рассеянной в осадочных породах, микронепти в залежи, сторонники же неорганической концепции – реальный механизм транспорта глубинных флюидов и имеют возможность обосновать наличие абиогенных УВ в удаленных от разломов и ослабленных участков земной коры внутриплатформенных месторождений нефти и газа; объединить положительные стороны обеих концепций и на новой теоретической базе оценить мировые ресурсы нефти и газа [8, стр. 105].

Многие процессы, рассматриваемые в петрологии, требуют восстановительной обстановки, которая, по мнению А.А. Маракушева, Ф.А. Летникова [9] и других, создается вследствие поступления водорода, изначально находившегося в ядре Земли, в вышележащие геосферы. Возможно, что водород, необходимый для создания требуемой восстановительной обстановки, может образовываться в объеме Земли в результате вышеупомянутых процессов, связанных с концепцией ее расширения.

Исходя из полигенетичности нефтегазообразования, на наш взгляд, УВ – это полигенетичная (биогенно-абиогенная) форма существования «геологической материи», образованные в широком диапазоне термобарических условий из биогенных и абиогенных источников в результате биохимических и/или химических реакций, в виде «криптоэнергоносителей», составляющие которых заложены, возможно, уже на геологическом этапе развития Земли, хотя нельзя исключить и планетарный этап [10].

Следует отметить, что практически все концепции наряду с научной и прикладной сторон, имеют еще и морально-психологическую, связанную с преодолением инерции мышления по тому или иному вопросу и изменением векторов взглядов, сложившегося к этому времени. Морально-психологический барьер можно трактовать как принцип научного догматизма, или «здравого смысла». Преодоление этого барьера, являющегося заметным тормозом научного прогресса, заключается в познании истоков возникновения того или иного процесса. Решение тех или иных вопросов, независимо от того, теоретические или практические, зависит, выражаясь современным политическим языком, от «формата» мышления самого исследователя. Концепция генезиса УВ – не исключение.

Краткий литературный анализ, позволяет нам сделать следующие выводы:

- концепции нефтегазообразования следует считать полигенетичными;
- УВ – это полигенетичная (биогенно-абиогенная) форма существования «геологической материи» в виде «криптоэнергоносителей», составляющие которых, заложены уже на геологическом этапе развития Земли, хотя нельзя исключить и планетарный этап;

Таким образом, следует отметить, что нефте-газопромышленников, нефтегазоразведчиков и разработчиков совершенно не интересует теория происхождения УВ, лишь бы они были и правильно теоретиками направлены на их поиски. Этого ни один из сторонников концепций не сделал пока!

## *Проблемы возобновляемости и восполнения УВ ресурсов с позиций их полигенеза*

В научной литературе часто публикуются работы, в которых освещаются вопросы, связанные с механизмами формирования и времени образования, о скоростях и масштабах миграции УВ, об их альтернативности, а также о возможном кризисе их ресурсов.

В поисках ресурсов энергии и минерального сырья большие надежды возлагаются на обнаружение их в коре океана и извлечения некоторых видов из океанической среды [11]. Но это трудоемкая и неэффективная работа.

Японская группа «Римского клуба» пришла к выводу, что в земной коре содержится в 5 млн. раз больше полезных ископаемых, чем во всех разведанных месторождениях мира, добыча которых связана с большими трудностями [11]. Большого внимания заслуживает высказывание академика А.А. Трофимука о том, что в коре океана и Сибири заключены огромные запасы газогидратов, в которых аккумулировано больше энергии, чем в углях месторождений всего мира [12].

В России по большинству разрабатываемых залежей коэффициент извлечения нефти составляет 0,3 от геологических запасов, в то время как в США и странах Персидского залива этот коэффициент колеблется в пределах 0,5–0,7. В зарубежных странах коэффициент извлечения менее 0,2 (АО «Сахалин-2») являются недопустимыми, т.к. 80% нефти остается в недрах [13]. На наш взгляд, показатели низких коэффициентов извлечения продиктованы экономическими соображениями разработчиков.

Б.А. Соколов и А.Н. Гусева [14] отметили быстроту современного образования углеводородов, приводящую к восстановлению запасов на разрабатываемых площадях. Они связывают это с быстрым протеканием химических реакций преобразования органического вещества в УВ.

Известны факты воспроизводства залежей УВ после остановки их эксплуатации в течение длительного периода времени, что позволяет ввести существенные коррективы в стратегию разработки месторождений путем консервации ранее эксплуатируемых скважин. Это положение основывается на новых данных о масштабах и скорости вертикальной миграции УВ [13].

О скоростях и масштабах миграции газовых УВ можно судить по Храму Огнепоклонников в Азербайджане, где «вечный огонь» несколько столетий функционирует, или по грифонам Берикейского геотермального месторождения, которые выделяют огромное количество УВ-х газов, а также ряд др. примеров. А что касается скоростей миграции жидких УВ, то в качестве примеров можно привести месторождения Чечни (Старогрозненское – конец XIX в., Карабулак-Ачалуки – XX в, 1956г) и Дагестана (Селли, Ачи-Су – газ, Гаши – нефть). В последних наблюдается восстановление залежей, примерно через 25-30 лет после эксплуатации. Кроме того, с давних времен в Предгорном Дагестане известны многочисленные факты нефтегазопроявления на дневную поверхность, продолжающиеся и по настоящее время. Такие проявления известны в районе Дылыма, Миатлы, Талги, Уй-Таш, в пределах Нарат-Тюбинского хребта. А в Равнинном Дагестане – неглубокие артезианские скважины с газопроявлениями.

До недавнего времени УВ ресурсы считались невозобновляемыми, вытекающие из доминирующих представлений об их органическом происхождении из захороненных органических веществ осадочных образований. Второе предположение, вытекающее из последнего, – надежная консервация и сохранность их скоплений в коллекторах со времени их формирования из нефтематеринских пород [13].

Факты обнаружения крупных скоплений УВ в магматических и метаморфических породах фундамента, находящиеся далеко от положения предполагаемых нефтематеринских слоев, не укладываются в биогенную теорию происхождения нефти.

В связи с тем, что в природе не существует непроницаемых пород, происходит непрерывный процесс разрушения скоплений УВ, о чем свидетельствует проявления нефти и газа на континентах и на дне океанов. Существует много примеров длительной разработки УВ залежей, ведущиеся медленными темпами, суммарная добыча которых превышает первоначально подсчитанные геологические запасы.

К решению проблем образования нефти и газа с точки зрения как биогенной, так и абиогенной в последние годы появились многие факты, доказывающие ограниченность традиционного подхода, которые подтверждаются, относительно, быстрыми пополнениями запасов УВ в процессе эксплуатации, не совместимые с биогенной теорией. А с другой стороны – сильная вариация состава поступающих УВ из недр, которая не объясняется их абиогенным синтезом на больших глубинах с точки зрения минеральной теории.

Согласно разработанной концепции нефтегазообразования А. А. Баренбаум [15], главная роль в процессах формирования залежей нефти и газа принадлежит глобальному геохимическому круговороту вещества. Подвижный углерод вместе с водами многократно пересекает поверхность планеты, и участвующий в нем, входя в состав живых организмов и минеральных агрегатов, он часто меняет свою химическую форму и изотопный состав. Из-за плохой растворимости в воде УВ в земной коре выделяются в отдельную фазу, которая, заполняя ловушки, и формирует нефтегазовые скопления. Будут ли эти залежи представлены нефтью или газом, зависит от типа ловушек и термобарических условий накопления УВ. При хорошей изоляции покрышки в ловушках накапливается газ (в силу своей активной миграционной способности), а при худших изоляционных свойствах – нефть [15].

Большинство исследователей в настоящее время придерживаются органической (осадочно-миграционной) теории происхождения нефти. Но некоторые фундаментальные положения этой теории до сих пор остаются недостаточно ясными и обоснованными, к числу которых относится: динамика и балансовая сторона процесса образования нефти и рассеянного органического вещества, механизм первичной миграции, масштабы вертикальной и дальность латеральной миграции и др. В мире известны более тысяч месторождений УВ на глубинах до 7-8 км при пластовых температурах до 220<sup>0</sup>С. А прогнозы обнаружения нефти простираются до 10-15 км [16].

Р.Х. Муслимов приходит к выводу о наличии факта миграции УВ из зон деструкций фундамента в осадочный чехол по зонам многочисленных разломов и утверждает о «подпитке» нижних горизонтов Ромашкинского месторождения «УВ-мдыханием» фундамента. Нефть является продуктом как биогенного, так и абиогенного происхождения, и это можно считать доказанным. Теперь следует доказать сколько (количественно) нефтей того и другого происхождения [17].

Следует отметить, на наш взгляд, что определение количества полигенетически (раздельно биогенных и абиогенных) образованных нефтей весьма сложная химико-математическая задача, поскольку в процессе миграции УВ и их формировании в залежи вполне возможны процессы контоминации (перемешивание и/или «загрязнение») одних другими.

Курбанов М.К. выдвинул концепцию о глубинной коровой гидрогеотермосфере (КГГ), которая базируется на предположении, что на глубинах 8-15км и меньше в результате роста температуры, вследствие повышения фильтрационных параметров горных пород (за счет развития микротрещин гидроразрыва при уменьшающейся, из-за уплотнения, пористости), уменьшения вязкости воды и как следствие – резкого ослабления сил молекулярного взаимодействия между частицами скелета горных пород и флюидами, в основании осадочной толщи формируются крупномасштабные высокопроницаемые флюидизированные гидрогеологические структуры [18].

Аргументами в пользу существования КГГ, согласно М.К. Курбанову, служат наличие на глубинах 10-15км высокоэлектропроводящих слоев-волноводов,

сосредоточенность в этом интервале более 90% очагов землетрясений, ассоциация разнородных аномалий – гидродинамических (АВПД, высокие дебиты скважин), геохимических (концентрации редких элементов и газов глубинного происхождения) и геотермических (высокие температуры недр) – в предполагаемых участках КГГ (Тарумовка, Берикей, Датых и, возможно, других). Мощность КГГ определяется геотермическим режимом, геолого-тектоническими условиями региона и предположительно составляет несколько тысяч метров. Проницаемость горных пород и тепломассоперенос в КГГ обуславливается в основном трещинами гидроразрыва, которым подвергаются глинистые и песчано-карбонатные породы, в результате чего грань между водоупорами и водоносными горизонтами стирается [18].

На наш взгляд, исходя из [18], приуроченность месторождений УВ к осадочным бассейнам можно объяснить не накоплением и преобразованием органического вещества в этих же бассейнах, а тем, что только в осадочных бассейнах может существовать региональная покрывка, способная удерживать их залежи, поскольку на больших глубинах, откуда и происходит «подпитка» залежей глубинными УВ, «грань между водоносными горизонтами и водоупорами стирается», т.е. отсутствует покрывка. Приведенный аргумент свидетельствует о беспрепятственной миграции глубинных УВ через эти «нефтяные окна» в осадочные бассейны, в которых имеются благоприятные условия для формирования их залежей.

Ранее [19, стр.53] нами было высказано предположение о существовании дренажной оболочки земной коры. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн, являющийся частью глобальной артезианской системы, мы представляем в виде крупного очага дренажной оболочки земной коры, в которой есть «горячая точка» (М.К.Курбанов, 2001), где и происходит формирование всех энергетических, термоминеральных и углеводородных ресурсов. Видимо, отсюда и идет «подпитка» нефтегазовых месторождений, расположенных в этом регионе, «УВ-м дыханием» фундамента.

Можно также предположить, что пока происходит процесс углеводородной дегазации мантии, будет происходить восполнение УВ-х ресурсов.

С другой стороны, сторонники органической теории отрицают возможную нефтегазоносность магматических и метаморфических пород фундамента, несмотря на то, что известно более 200 нефтяных и газовых месторождений в породах фундамента (в т. ч. крупные и гигантские), которые полностью или частично находятся в кристаллическом фундаменте.

Идея о взаимодействии двух разнонаправленных вещественно-энергетических потоков при генерации нефти и газа открывает путь к компромиссу органической и неорганической гипотезам происхождения УВ. В связи с этим можно отметить рост числа сторонников абиогенно – биогенных механизмов образования нефти и газа.

Интересным открытием в конце 70-х годов прошлого столетия явилось обнаружение скоплений твердого метана или газогидрата [12], (клатрата, согласно Б.А.Соколову [20]), о чем упоминалось выше. Зоны газогидратов занимают огромные площади, имеющие мощность от 200 до 400м и располагающиеся обычно на глубинах 0,2-1,0км от уровня дна водоема.

В связи с широким распространением этого минерального сырья и возможностью сравнительно недорогого извлечения из них метана, в последнее время газогидраты привлекают к себе все большее внимание исследователей.

Согласно А.А. Баренбаум [21], газогидраты представляют собой кристаллы из молекул воды, в решетке которых пустоты заполнены молекулами газа. Эти образования стабильны лишь в ограниченном диапазоне температур (70 – 350 К) и давлений ( $2 \cdot 10^{-8}$  –  $2 \cdot 10^3$  МПа), которым отвечают поверхностные зоны дна океана, а на континентах – участки вечной мерзлоты. Примерно 98% всех газогидратов сосредоточено в акватории Мирового океана, в основном на шельфе и



континентальных склонах материков. Согласно [21], возраст газогидратов в зависимости от предполагаемого механизма образования и условий залегания допускается как современный, так десятки тысяч и даже миллионы лет.

Принципиальных различий в формировании нефтегазовых залежей [6], и газогидратов нет. Те и другие возникают вследствие круговорота углерода через земную поверхность с участием метеогенных вод. Среднее время аккумуляции аквамариновых газогидратов составляет, примерно 1-10 лет [21]. Но мы предполагаем, что при глобальном потеплении климата Земли газогидраты (особенно в мелководных частях) могут полностью или частично исчезнуть, но при этом его компоненты могут участвовать в очередном геохимическом круговороте.

Следует также отметить, что в разрабатываемых последние годы концепциях глубинного генезиса нефти и газа ведущая роль отводится локализованным потокам углеводородных флюидов и контролирующим их каналам, восполнению залежей нефти и газа в процессах их разработки и т.д. Сфера использования идей по генезису нефти и газа расширилась и охватывает уже не только нефтегеологические аспекты, но и аспекты, связанные с разработкой скоплений УВ [22].

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

- концепцию о КГГ можно считать аргументом в пользу поступления глубинных УВ абиогенного генезиса;
- открытие сотен месторождений нефти и газа в магматических и метаморфических и погребенных вулканических породах свидетельствует о неединственности, господствовавшая многие годы, органической гипотезы;
- концепция множественности механизмов нефтегазообразования значительно расширяет поисковое поле УВ;
- газогидраты можно считать альтернативой традиционным (УВ) источникам энергии и источником энергии будущего;
- исходя из [17], можно предположить, что Восточно-Предкавказский нефтегазоносный регион также «подвергается подпитке» «УВ-м дыханием» мезозойского фундамента; для полной уверенности необходимо провести более детальные исследования на молекулярном уровне УВ-го состава ОВ мезозойского кристаллического фундамента Восточного Предкавказья – геодинамически активного региона;

Исходя из вышеизложенного, можно констатировать следующее: с точки зрения биогенной теории запасы УВ-х ресурсов – исчерпаемы (невозобновляемы во временном масштабе), а из абиогенной – неисчерпаемы (возобновляемы).

Таким образом, в конце XX-го – начале XXI-го столетий наблюдаем заметный прогресс в вопросах единства и смены взглядов на концепцию нефтегазообразования и вопросах возобновляемости УВ-х ресурсов. Необходимо также подчеркнуть, что сторонникам всех концепций нефтегазообразования надо быть толерантными и взаимно компромиссными и сделать так, чтобы накопленный научный потенциал по этой проблеме был востребован практикой, и тогда нефтегазовая геология продвинется вперед к новым открытиям месторождений.

#### **Общие выводы**

В результате литературного анализа нами сделаны следующие выводы:

- гипотеза и/или теория, является ли она «абсолютностью истины» или «относительностью истины», зависит от статуса или иерархической ступени ученого, имеющей в научных кругах данной отрасли науки независимо от философского взгляда, если даже это будет носить «метафизический» характер;
- каждую из гипотез и/или теорию можно назвать условно «метафизической» без подтверждения на практике, т.е. «относительностью истины»; «абсолютностью истины» следует считать полигенез образования УВ:

–любые теории и/или гипотезы до применения ее на практике является относительностью истины, затем постоянно уточняются, развиваются до «максимума», т.е. становятся абсолютностью истины;

– все концепции наряду с научной и прикладной сторон, имеют еще и морально-психологическую, связанную с преодолением инерции мышления по тому или иному вопросу и изменением векторов взглядов, сложившегося к этому времени;

–решение тех или иных вопросов, независимо от того, теоретические или практические, зависит от «формата» мышления самого исследователя;

–концепции нефтегазообразования следует считать полигенетичными;

–с точки зрения биогенного генезиса запасы УВ-х ресурсов – исчерпаемы (невозобновляемы во временном масштабе), а из абиогенного – неисчерпаемы (возобновляемы).

Необходимо также подчеркнуть, что сторонникам всех концепций нефтегазообразования надо быть толерантными и взаимно компромиссными, направить вектор взглядов и знаний так, чтобы была востребована практикой, и тогда нефтегазовая геология продвинется вперед к новым открытиям месторождений УВ.

Таким образом, следует отметить, что нефте-газопосковок, нефте-газоразведчиков и разработчиков совершенно не интересует гипотеза происхождения УВ, лишь бы они были и правильно теоретиками направлены на их поиски. Этого ни один из сторонников концепций не сделал пока!

#### Литература

1. *Созанский В.И.* Исчерпаемость ресурсов нефти и газа с позиций органической и неорганической теорий нефтегазообразования. В кн.: «Генезис углеводородных флюидов и месторождений». Москва. ГЕОС, 2006.314с.
2. *Философский словарь.* Под ред. И.Т. Фролова. М. Изд-во политической литературы, 1987, 588с.
3. *Соколов Б.А.* Новые идеи в геологии нефти и газа.//Избр. Тр., МГУ 2001., С.479.
4. *Валаяев Б.М.* Генезис нефти и газа: перспективы дальнейших исследований в канун смены парадигмы. В кн.: «Генезис нефти и газа». М. ГЕОС., 2003. С. 461.
5. *Баренбаум А.А.* Концепция образования нефтегазовых скоплений на основе глобального геохимического круговорота. В кн.: «Генезис нефти и газа». М. ГЕОС., 2003. С. 461.
6. *Кисин А.Ю., Коротева В.А., Сазонов В.Н.* О возможном генезисе углеводородов над выступами кристаллического фундамента платформ. В кн.: «Генезис нефти и газа». М. ГЕОС., 2003. С. 461.
7. *Войтов Г.И.* О возможных зонах разгрузки глубинных восстановленных газов в приземную тропосферу. В кн.: «Генезис нефти и газа». М. ГЕОС., 2003. С. 461.
8. *Дмитриевский А.Н.* Полигенез нефти и газа. В кн.: «Генезис нефти и газа». М. ГЕОС., 2003. С. 461.
9. *Маракушев А.А., Летников Ф.А.* Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. С. 208.
10. *Меликов М.М.* История развития концепций нефтегазообразования и вопросы возобновляемости углеводородов: смена и единство взглядов в новом тысячелетии. Материалы научно-практической конференции «Ресурсы подземных вод юга России и меры по их рациональному использованию, охране и воспроизводству», посвященная 75-летию М.К. Курбанова // ТР. ИГ ДНЦ РАН, Махачкала, 2009г., Вып.№55, С.226-235
11. *Григорьев С.М.* Дренажная оболочка земной коры и ее энергетические и минеральные ресурсы. В кн.: «Фундаментальная и прикладная геотермия». Алма-Ата, 1990.С.144-151.
12. *Трофимук А.А.* и др. Газогидраты–новый источник углеводородов//Природа.1979. №1.
13. *Макарова М.Г., В.Д. Скарятин.* Грозит ли нам нефтяной кризис? В кн.: «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». Москва. ГЕОС, 2004. 577 с.
14. *Соколов Б.А., Гусева А.Н.* О возможной быстрой современной генерации нефти и газа // Вестн. МГУ, Сер.4. Геология. 1993. №3. С. 39-46.
15. *Баренбаум А.А.* Новая концепция образования нефтегазовых залежей// VII Международная конференция «Новые идеи в науках о Земле».Москва. 2005, том 1, 331 с.
16. *Семендуев М.М.* О множественности механизмов нефтегазообразования. В кн.: «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». Москва. ГЕОС, 2004. 577 с.
17. *Муслимов Р.Х.* Потенциал фундамента нефтегазоносных бассейнов – резерв пополнения ресурсов углеводородного сырья в XXI веке. В кн.: «Генезис нефти и газа». М.: ГЕОС., 2003. С. 461.
18. *Курбанов М.К.* Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М., 2001. С. 219–221.
19. *Меликов М.М.* К вопросу о существовании дренажной оболочки земной коры и ее влиянии на формирование глубинных флюидов и углеводородных ресурсов Восточного Предкавказья. Геология

- и минерально-сырьевые ресурсы Южного Федерального округа.// Тр. ИГ ДНЦ РАН., Вып. 50. Махачкала., 2006. С.334.
20. *Соколов Б.А.* Углеводородная сфера Земли. В кн.: Новые идеи в геологии нефти и газа. Избр. Тр. МГУ, 2001. 480 с.
  21. *Баренбаум А.А.* Акваторные газогидраты: происхождение и время аккумуляции. В кн.: «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». Москва. ГЕОС, 2005.510с.
  22. *Валеев Б.М.* Проблема генезиса нефтегазовых месторождений: теоретические аспекты и практическая значимость. В кн.: «Генезис углеводородных флюидов и месторождений». Москва. ГЕОС, 2006.314с.

## **ФОРАМИНИФЕРЫ СРЕДНЕЙ ЮРЫ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. КАРА – КОЙСУ**

*Баркуева Л.С. Темирбекова У.Т.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В Дагестане отложения средней юры представлены морскими образованиями, сформированными в едином бассейне. В структурно тектоническом плане юрские отложения приурочены к области геосинклинального прогиба Северного склона Кавказа.

Результаты изучения фауны из разреза левобережья р.Кара-Койсу показывают, что фораминиферы в нем распространены не равномерно и их присутствие тесно связано с литологическим составом пород. В песчаниках, алевролитах, как правило, они отсутствуют. Значительно чаще встречаются в аргиллитах, аргиллитоподобных глинах.

Отложения нижнего аалена (карахская свита) представлены песчано-глинистыми, сильно ожелезненными породами, содержащими прослой углей, сидерита. На поверхности напластования часто наблюдаются знаки ряби. Общая мощность карахской свиты 2250 м . Судя по всему, отложения накапливались в прибрежно-морских условиях, в очень мелководной области (уголь – показатель нулевой глубины). Большие мощности свидетельствуют об интенсивном прогибании, которое компенсировалось огромным приносом терригенного материала, что создавало условия мало пригодные для обитания и сохранения фауны. В.Т. Фролов приводит из этой части разреза только *Nucula* sp. И *Mytiloides* sp. – отпечатки пелеципод плохой сохранности. Фораминиферы не обнаружены. Отложения верхнего аалена (игатлинская свита) литологически близки к нижнеааленским породам. Это в основном песчано-глинистые, мелководные осадки, лишенные фораминифер. Мощность их достигает 400 м. Н.В.Живаго приводит из этой части разреза *Ludwigia* ex gr.*concava* Sow., аммонит свидетельствующий о верхнеааленском возрасте. В отложениях нижнего байоса (кумукская свита), содержание глинистого материала увеличивается. Представлены они в основном, алевролитами глинистыми, содержащими редкие прослой песчаников и алевролитов. Мощность достигает 300 м. Эта часть разреза довольно хорошо охарактеризована аммонитами, В.П.Казакова (1956) приводит *Stephanoceras* sp., *S.cf.triplex* Maske, *Sonninia* ex gr.*adicra* (Waag.), *Witchelia propinguans* (Bayle), а Безносков Н.В. (1967) *Holcophylloceras zignodianum* (Orb.), *Eurystomiceras polyhelictum* (Buckm.), *Stephanoceras* ex gr.*scalare* Maske. Многочисленные иноцерамусы и аммониты, последние Безносков Н.В. определил как –*Thysanolytoceras* sp., *Eurystomiceras polyhelictum* (Buckm.), *Holcophylloceras zignodianum* (d' Orb.), *Valentoceras* sp., свидетельствуют о нижнебайосском возрасте (зона *Stephanoceras humphriesianum*). Судя по составу пород, характеру фауны произошло углубление бассейна. Фораминиферы представлены в основном, бентосными формами – агглютинирующие и секреторные известковые. Первые представлены семействами *Ammodiscidae* (р.*Tolypammina*), *Haplophragmiodeidae* (р.*Recurvoides*, *Haplophragmoides*, *Ammobabaculites*), *Trochamminidae* (р.*Trochammina*), *Verneuilinidae* (р.*Verneuilinoides*). Большая их часть характерна для отложений всего байосского яруса. Однако, такие виды как *Verneuilinoides tchegemenensis*, *Recurvoides caucasicus*,

*Naplophargmoides tcherekensis* отмечены только в нижнем подъярусе. Среди секреторных преобладают *Nodosariidae* (pp.*Nodosaria*, *Lagena*), *Vaginulinidae* (pp.*Lenticulina*, *Vaginulina*). Виды этих родов –*Nodosaria papirio*, *N.fontinensis*, *Lagtna striata*, *Lenticulina dictyoides*.и др. широко распространены в среднеюрских отложениях – ааленских, байосских, батских. Офтальмидиды, дискорбиды, цератобулимиды представлены каждое одним родом и одним видом. Причем, если *Discorbis paraspis*, *Paulina lacunose* широко распространены в байосе, то *Ophthalmidium balcaricum* характерен для нижнего байоса. Выделенный в этом разрезе комплекс значительного богатства приводимого ранее из разрезов Центрального Дагестана (Магомедов А.М. Темирбекова У.Т., 1978). В основном, все встречаемые виды широко распространены в байосе не только в Дагестане, на Северном Кавказе, но и в Западной Европе. Только *Verneulinoides tchegemensia*, *Recurvoides caucasicus*, *Ophthalmidium balcaricum* найденные впервые, являются видами – индексами для отложений нижнего байоса. На Кавказе они не известны пока ни в нижне - ни в вышележащих толщах. Наличие многочисленных агглютинирующих раковин свидетельствует о существовании мелководного бассейна, в котором поступали пресные воды и терригенный материал.

Нижняя часть верхнего байоса (нижняя подсвита цудварской свиты), представлена песчанисто-алевролитовым материалом, не известковистым. Часто встречаются конкрециевидные стяжения сидерита. На поверхности напластования песчаников можно видеть знаки ряби, ходы илоедов, отпечатки пелеципод. Алевролиты в разной степени глинистые, сильно ожелезненные. Мощность нижней подсвиты 222м. Из аммонитов в этой части разреза определена *Parkinsonia garecostata*(Buckm.) (Н.В.Безносков, 1967). Ассоциация фораминифер близка к вышеописанной. Агглютинирующие фораминиферы представлены семействами *Hippocrepinidae* (pp.*Hyperammina*, *Hipperamminoides*), *Ammodiscidae* (pp.*Amodiscus*, *Tolipammina*), *Naplopragmoididae* (pp.*Naplopragmoides*, *Ammobaculites*), *Trochamminidae* (p.*Trochammina*). Наиболее часто встречаются виды: *Hyperammina labaensis*, *Hyperamminoides schedokskensis*. *H.conica*. *Trochammina chodzica*. Среди секреторных известковых фораминифер наиболее многочисленны представители сем.*Vaginulinidae* (pp.*Lenticulina*, *Saracenaria*, *Dentalina Marginulina*)- *Lenticulina flagellum*, *L.simple*, *L.sentralis*, *Saracenaria caelata*, *Dentalina oolithica*, *Marginulina solida*.

Офтальмиды, цератобулимиды, спириллиниды представлены каждое одним видом: *Ophthalmidium balcaricum*, *Reinholdella dreheri*, *Spirillina iechbergensis*. Встреченные фораминиферы широко распространены на Северном Кавказе и в Азербайджане, странах Западной Европы в отложениях средней юры. Верхняя часть верхнего байоса (примерно 2/3 части средней подсвиты цудахарской свиты) представлены аргиллитами темно-серыми, тонкослоистыми, содержащими четковидные прослои сидеритового материала. Общая мощность 255м, а рассматриваемой части слоя 170м. Безносков Н.В. (1967) приводит список аммонитов: *Calliphylloceras achtalense* (redlich), *C.disputabile*(Zitt.), *Partschiceras belinskji* Besn., *Pseudopylloceras kudernatschi* (Hauer}, *Nannolytoceras subquadratum* Bern., *Dinolytoceras zhivagoe* Besn., *Parkinsonia of.parkinsoni* (Sow.) подтверждающий верхнебайосский возраст (зона *Parkinsonia parkinsonia*). Разительно меняется облик фораминиферных ассоциаций при переходе к средней подсвите. Увеличение глинистости, широкое развитие аргиллитов свидетельствующее об углублении бассейна отразилось и на развитии фораминифер. Почти все образцы содержат многочисленную и разнообразную фауну, бентосные и планктонные формы. Среди бентоса преобладают раковины с секреторной карбонатной стенкой, но довольно часто встречаются и агглютинирующие формы. Среди последних, представители семейств: *Saccamminidae* (pp.*Saccammina*, *proteonella*), *Hippocrepinidae* (pp.*Hippocrepina*, *Hyperammina*, *Hyperamminoides*), *Ammodiscidae* (pp.*Ammodiscus*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Tolypammina*), *Hormosinidae* (p.*Reophax*), *Naplophragmoidae*

(p.Recuvoidea, Hapllophagmoides, Ammobaculites), Textulariidae (p.Textularia), Trochamminidae (p.Trochammina), Ataxophragmiidae (p.Marssonella), Verneuilinidae (p.Verneuilinoides). Большая часть из них известна и в нижележащих отложениях (виды *Hyperammina labaensis*, *Hyperamminoides schedokskensis*, *reophax agglutinans* и др.), но некоторые встречены впервые (*Ammobaculites dubium*, *Textularia inverse*, *Marssonella baiossica* и др.). Секретионный карбонатный бентос представлен семействами *Cornuspiridae* (pp.*Cornuspira*, *Dolosella*), *Nubeculariidae*, (p.*Nubeculinella*), *Ophthalmidiidae* (*Nodosaria*, *Lagena*, *Ichtyolaria*, *Lingulina*), *Vaginulinidae* (pp.*Lenticulina*, *Planularia*, *Vaginulina*, *Dentalina*, *Marginulina*), *Polymorphinidae* (p.*Eoguttulina*), *Discorbidae* (p.*Discorbis*), *Ceratobuliminidae* (pp.*Paulina*, *Reinholdella*, *Kaptarenkoella*, *Garantella*, *Sablamackella*). Из перечисленных миллиолид наиболее важны для целей стратиграфии представители рода *Ophthalmidium*. Такие виды как *O.caucasicum*, *O.clarum* широко распространены на Кавказе, Молдавии и характеризуют верхний байос, а *O.infraolithicum*, встреченный в Центральном Дагестане в верхнем байосе имеет более широкий вертикальный диапазон на Кавказе верхний аален – байос. Остальные представители миллиолид свидетельствуют о среднеюрском возрасте, вмещающих их отложений.

В массовом количестве встречаются такие представители цератобулимид – как *Paulina lacunosa*, *Kaptarenkoella epistominoides*, *reinholdella media* и некоторые другие. Они характерны для верхнего байоса – нижнего бата Кавказа. Подозарииды, вагинулиды разнообразны по количеству родов и видов, но число раковин каждого из них редко превышает 4-5. В основном это широко распространенные виды и территориально-Кавказ, Европа и стратиграфически – байос, бат. Относительно короткий период – верхний байос – нижний бат сеществует в Дагестане и на всем Кавказе планктонные фораминиферы семейства *Globigerinidae* род *Conoglobigerina* и указывают на наиболее глубоководные условия бассейна в это время.

Нижняя часть батского яруса (примерно верхняя треть средней подсвиты цудахарской свиты) представлена аргиллитами, аналогичными тем, что развиты в нижней части. Состав аммонитов не меняется. Но в фораминиферовых ассоциациях появляются элементы нового. Продолжают существовать все виды названных фораминифер, но происходит изменение количественных соотношений, уменьшается содержание планктонных форм. Они встречаются единично, не образуя массовых скоплений. Примерно также обстоит дело с видами *ophthalmidium infraolithicum* *O. clarum* Однако, к этому уровню приурочено проявление видов *Quinqueloculina occulta*, *Sigmoilina costata*, *Spiroloculina perlucida* и появляются единичные эпистомины *Epistomina aff.peregrina*, *E.arcana*. Последовавшее обмеление бассейна во время образования верхней подсвиты (нижний бат), привело к накоплению алевролитов, песчаников и сказалось на составе и объеме, вмещающих их фораминифер. В нижней части они присутствуют, но количество их уменьшается от образца к образцу и выше исчезают полностью. Здесь встречены бентоносные формы: агглютинирующие и секреторные. Среди первых всего два вида из семейства *Нурросрепиниде* – *Hyperamminoides schedokskensis* и *Нурросрепина маратика*.

Секретионный бентос представлен офтальмидидами (p.*Ophthalmidium* и миллиолидами (pp.*Quinqueloculina*, *Spiroloculina*)). Виды этих родов известны и в нижележащих отложениях. Это *Ophthalmidium clarum*, *O.romanovi*, *Quinqueloculina occulta*, *Spiroloculina perlucida*, встречаются они обычно небольшим числом экземпляров (от 1 до 10). Однако, в нижней части верхней подсвиты численно преобладает последний названный вид и тем самым определяет обновленный облик ассоциации. Продолжают свое развитие и некоторые виды родов *Lenticulina*, *Planularia* семейства *Vaginulinidae*. Впервые отмечен только *L.antonovae*, описанный Хабаровой Т.Н. (1969) из верхнего байоса, нижнего бата Астраханской области. Почти все названные виды широко распространены на Кавказе, Днепровско-Донецкой впадине, странах западной

Европы в байосских и батских отложениях. Исключения составляют *Lenticulina antonovae*, *Ophthalmidium romanovi* известные только из верхнего байоса и нижнего бата. Виды *Quinqueloculina occulta* и *Spiroloculina perlucida* в разрезах Центрального Дагестана отмечены только в низах бата. Средне-верхнебатская регрессия сменилась трансгрессией нижнего келловея. В это время накапливались песчаники серые, ожелезненные, конгломератовидные, сильно известковистые, содержащие многочисленные обломки аммонитов, пелеципод, брахиопод. Фораминиферы в них не обнаружены.

В среднекелловейское время условия обитания существенно не изменялись. В мелководном бассейне накапливаются алевролиты голубовато-серые, содержащие многочисленные четковидные прослои известковистых конкреций. В них встречены обломки пелеципод, брахиопод, аммонитов и определены фораминиферы. В основном это секретионный, известковый бентос, среди которого преобладают представители семейства *Vaginulinidae* (pp. *Lenticulina*, *Planularia*). Довольно часто встречаются милиолиды (pp. *Ophthalmidium*, *Quinqueloculina*, *Sigmoilina*), редкие и представлены небольшим числом экземпляров эпистоминиды (р. *Epistomina*). Большая их часть таких как *Ophthalmidium antonovae*, *Quinqueloculina canevi*, *Lenticulina uhligi*, *L. subgaleata*, *L. timida* и др., имеет широкое распространение на Кавказе, известна в южных районах европейской части СССР и странах Западной Европы. Они характеризуют отложения келловейского яруса в целом, так как встречаются во всех трех подъярусах. Отложения позднего келловея представлены ожелезненными, неравномерно окрашенными алевролитами. Из разреза южного склона г. Гуниб Безносков Н.В. (1967) приводит аммониты, подтверждающие позднекелловейский возраст осадков *Peltoceras athleta* Phill., *Kosmoceras pronia* Teiss., *K. ornatum* Schi., *Quentoceras henrici* Douv. Встречены единичные фораминиферы – *Textularia densa*, *Lenticulina* cf. *Uhligi*, *Discorbis tjeplovkaensis*, *Spirillina kubleri* известные и в среднем келловее.

Проведенный анализ свидетельствует об унаследованности развития фауны. Постепенное обновление фораминиферовых ассоциаций, длительное существование многих видов обусловлено сходными условиями обитания в среднеюрскую эпоху. Резких ее изменений в течение ааленского, батского, келловейского веков не происходило. Колебались глубины бассейна от нулевых отметок в ааленский век (образование углей) до какого-то максимума во время образования средней подсвиты на рубеже позднего байоса – раннего бата (существование планктона). Общность кавказской фауны с фауной южных районов Европейской части России и странами Западной Европы свидетельствует о существовании единого бассейна и связи отдельных его частей.

### Литература

1. Антонова З.А. Фораминиферы ниже-среднеюрских отложений северного склона Западного Кавказа и некоторые вопросы палеобиогеографии. // В сб. Образ жизни и закономерности расселения современной ископаемой фауны. М., 1975, с. 214-218.
2. Баркуева Л.С. Динамика видового разнообразия фораминифер средней юры Дагестана // Сборник научных трудов ДНЦ РАН Выпуск 55 Махачкала 2009 с. 319-321
3. Безносков Н.В. Байосские и батские отложения Северного Кавказа. «Недра», 1967, 179с.
4. Темирбекова У.Т. Фораминиферы байос-батских отложений Дагестана и некоторые вопросы региональной корреляции. // Тез. Докл. на X Всесоюзной микрорепалеонтолог. сов. Л., 1986, с. 205-206.
5. Темирбекова У.Т., Иванова Э.И., Баркуева Л.С. Новый комплекс фораминифер в батских отложениях Дагестана. // Сб. Геология и геохимия минерального сырья Дагестана. Вып. 38. Махачкала, 1989. с. 197-200
6. Хабарова Т.Н. Фораминиферы юрских отложений Астраханской области и их стратиграфическое значение. В кн. Вопросы стратиграфии, палеонтологии и литологии Нижнего Поволжья. Саратов, 1969, с. 223-334.

## Секция 3. ГЕОФИЗИКА И СЕЙСМОЛОГИЯ

### АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ КАЖУЩЕГОСЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ НА ОДНОМ ИЗ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПУНКТОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА В ПЕРИОДЫ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В 2004, 2011 ГОДАХ

Идармачев<sup>1</sup> Ш.Г., Черкашин<sup>1,2</sup> В.И.

<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Дагестанский государственный университет

**Аннотация.** В работе приводятся данные аномальных вариаций кажущегося электрического сопротивления горных пород в скважине перед катастрофическими цунамигенными землетрясениями в Юго-Восточной Азии, происшедшими 26.12.2004 в Индийском океане (Суматранское) и 11.03.2011 прибрежной зоне Японии. Рассмотрены возможные механизмы возникновения аномалий перед этими землетрясениями.

**Ключевые слова:** кажущееся сопротивление, суперинтенсивная деформация, очаг землетрясения, сейсмические гвозди.

#### Исходные данные

В работе использованы данные кажущегося электрического сопротивления осадочных пород ( $\rho_k$ ) за период 01.03.2003 – 01.11.2012, полученные в районе Восточного Предкавказья (рис. 1) г. Махачкала. На данном пункте производится измерение  $\rho_k$  методом электрического зондирования на постоянном токе с использованием четырехэлектродного зонда, установленного в необсаженной скважине глубиной 27 м. Осадочные породы представлены пластичными влажными непроницаемыми глинами.

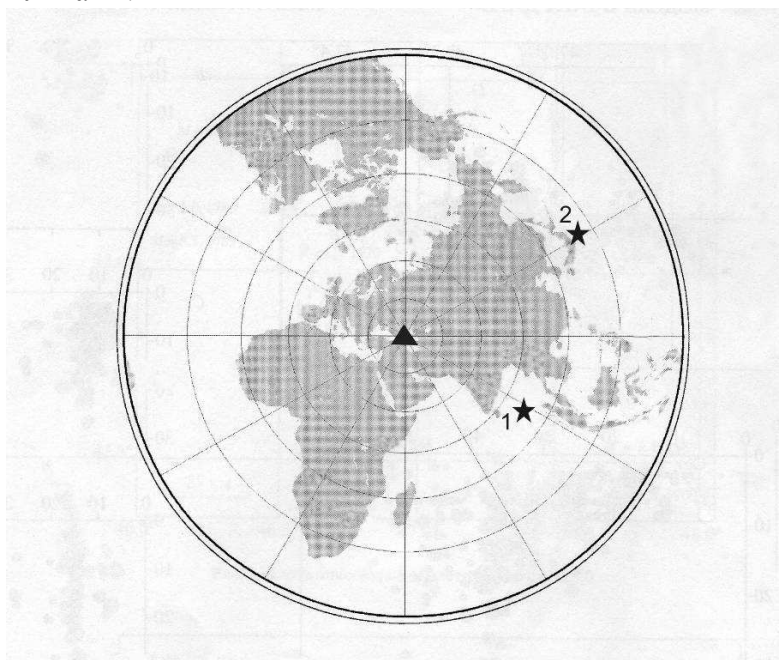


Рис. 1. Расположения станции «Георезистор» и эпицентров цунамигенных землетрясений  $M \geq 9.0$ : 1 – эпицентр Суматранского землетрясения 26.12.2004; 2 – эпицентр землетрясения Японии 11.03.2011.

Удельное электрическое сопротивление горных пород равно 5 Ом-м. Измерения  $\rho_k$  осуществляются специальной станцией «Георезистор», разработанной авторами [1]. Установка позволяет контролировать изменение  $\rho_k$  объема пород не менее 250 м<sup>3</sup> вокруг зонда. Относительная погрешность измерений не превышает  $\pm 0,05\%$ .

На рис. 2 приведен график нормированных среднесуточных данных  $\rho_k$ . Анализ данных, полученных за 10 - летний период наблюдений показал, что они не зависят от количества атмосферных осадков и температуры, а с сезонным ходом атмосферного

давления имеют слабую отрицательную корреляционную связь, достигающую  $K = - (0,2)$  [2]. Также на рис. 2 стрелками отмечены времена, когда произошли землетрясения, 26.12.2004 в Индийском океане и Японии 11.03.2011. В скобках приведены расстояния от пункта наблюдения до эпицентров землетрясений, а их расположения показаны на рис. 1. На данном графике видно, что оба этих землетрясения во времени совпадают с периодами аномального изменения  $\rho_k$ . Максимальные значения амплитуд для первого и второго аномалий составляют 3,8% и 3,1% соответственно. Ход графика после первого землетрясения имеет вид затухающих колебаний. Период соответствующий максимальной амплитуде колебаний равен 2,5 года, а последующие периоды колебаний – 1,5, 0,83, 0,66 лет. Из них видно, что первый период никак не может быть связан с сезонным ходом атмосферного давления.

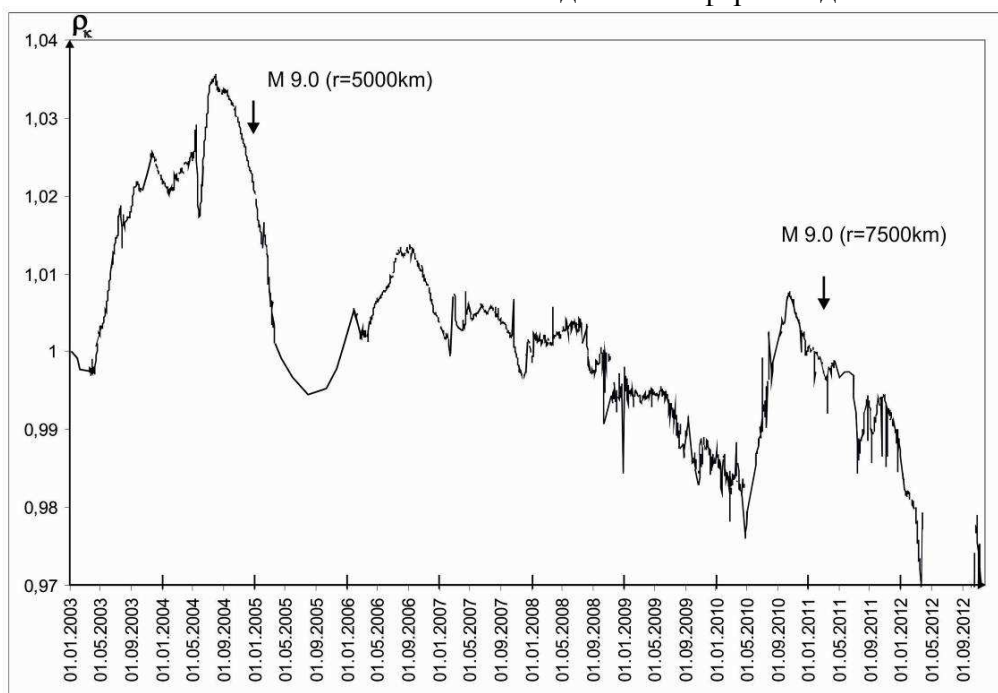


Рис. 2. График нормированных значений кажущегося электрического сопротивления осадочных пород в скважине (стрелками отмечены времена землетрясений, рядом с ними показаны их магнитуды и расстояния от пункта наблюдения до эпицентров)

Совпадение во времени аномальных вариаций  $\rho_k$  за 10-летний период наблюдений с двумя сильнейшими в истории Земли землетрясениями позволяет предположить, что затухающие колебания в первом случае и аномальное изменение  $\rho_k$  во втором могут быть обусловлены возмущением земной коры планетарного характера.

Перед Суматранским землетрясением 26.12.2004, так и после него в различных районах Земли были зарегистрированы различного рода аномалии земной коры:

- зарегистрированы синхронные аномалии в вариациях кажущегося сопротивления горных пород на трех измерительных пунктах, а также уровня воды в скважине расположенных на территории Дагестана обусловленные процессом растяжения земной коры [3];

- по данным GPS было зарегистрировано устойчивое движение островов внешней дуги к побережью материка со скоростью 25-50 мм/год. После толчка, который длился 3-4 минуты, длина разрыва составила 400-500 км, а смещение берегов 20-36 м [4]. Косейсмические смещения, зафиксированные после сильного афтершока 28.03.2005 ( $M=8,7$ ), достигали до 5 м [5]. Сила землетрясения, происшедшего 26.12.2004 была настолько велика, что вызвало изменение скорости вращения и вилание оси Земли [6]. Продолжительность суток увеличилась на 2.68 микросекунд;

- были также зафиксированы случаи перераспределения упругих напряжений на больших удалениях от фокальной зоны. В частности в работе [7] приведены данные временного хода деформаций в далеких друг от друга обсерваториях Протвино в



Подмосковье и Баксан на Кавказе за период с конца декабря 2004 г. по март 2005 г. на эпицентральных расстояниях 8000 км и 6500 км. На этих пунктах на протяжении 1,5 месяцев вариации деформации земной коры длительностью до 20 суток и величиной порядка 50 нанострейн оказались взаимнокоррелируемыми. Резкое изменение деформации в обеих зонах отмечается перед Суматранским землетрясением 26.12.2004;

- на Апшеронском полуострове Кавказа перед землетрясением были зарегистрированы аномальные вариации длиннопериодной гравитационной волны амплитудой 0,15 мГал [8];

- лазерный деформограф, расположенный в Приморском крае Дальнего Востока на расстоянии 5700 км от эпицентра землетрясения зарегистрировал скачок неупругой деформации величиной  $1,1 \cdot 10^{-6}$  [9];

- в другом районе на расстоянии 3200 км вода из скважины фонтанировала на высоту 60 м [10]. Через двое суток после землетрясения высота фонтана достигла 20 м;

- во время прохождения сейсмической волны на расстоянии 8200 км в пьезометрической скважине Камчатской ОМП ГС РАН было зарегистрировано скачкообразное уменьшение уровня воды амплитудой 4 см, затем в течение четырех часов наблюдались затухающие осцилляции с амплитудами не более 0,5 см [11];

- за месяц до землетрясения на геодинимическом полигоне Москвы были зафиксированы скачки эманационного фона радона и водорода [12].

Ниже рассмотрим несколько возможных механизмов деформации земной коры перед сильнейшими землетрясениями  $M \geq 9,0$ .

Еще 1910 г. Рейдом [13] была выдвинута идея, что земная кора находится в непрерывном перемещении, а подготовка землетрясения начинается с возникновением определенного препятствия этому движению. Затем препятствие разрушается и происходит землетрясение. Для землетрясения такого масштаба как Суматранское длиной разрыва порядка 500 км необходимо допустить зацепление континентальных плит, таких как Индо-Австралийской и Бирманской. Начало процесса разрушения земной коры Суматра-Андаманском регионе в виде криповой подвижки было зарегистрировано системой GPS. Скорость смещения материков составляла 55 мм/год, а после блоки сдвинулись относительно друг друга на 20-36 м [14], следовательно, смещения мегаблоков Земли могли привести к глобальной деформации земной коры.

Оценим радиус проявления деформационного предвестника для землетрясения  $M=9,0$  по формуле [15]

$$R = \frac{10^{0.433M - 2.73}}{\epsilon^{0.33}} \quad (1)$$

где  $R$  – радиус предвестника землетрясения в километрах;  $\epsilon$  – величина относительной деформации на расстоянии  $R$  от эпицентра землетрясения. Допустим, что для обнаружения предвестника аномальная деформация земной коры в различных ее частях должна превышать уровень приливных деформаций ( $\epsilon=10^{-8}$ ) на порядок, т.е.  $\epsilon= 10^{-7}$ . Подставляя в формулу (1) значения  $M=9$  и  $\epsilon= 10^{-7}$  получаем  $R=2454$  км.

Оценка радиуса предвестника по другой формуле [16]

$$R = \left( \frac{10^{0.37M - 6.89}}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{0.85}} \quad (2)$$

получаем почти четырехкратное увеличение радиуса,  $R=10568$  км. Таким образом, численные оценки показывают возможность глобальной деформации земной коры в результате снятия упругих напряжений, связанных с зацеплением континентальных плит. Другим альтернативным механизмом аномалий может являться возмущение флюидного режима земной коры, вызванное деформацией Земли. В частности, считают, что флюидодинамические процессы оказывают существенное влияние на формирование суперинтенсивных деформаций земной поверхности (СД)

[17]. Существование СД выявлено повсеместно, как сейсмичных, так и асейсмичных платформенных областях со скоростями порядка  $2 \cdot 10^{-5}$ /год –  $7 \cdot 10^{-5}$ /год и обладают пульсационной и знакопеременной направленностью. Поступающие из недр порции флюида активизируют трещины отрыва вертикальной ориентации и вызывают деформацию растяжения земной коры. Доказательством тому является открытое в последнее время явление субвертикального скопления гипоцентров слабых землетрясений – сейсмических «гвоздей» [18].

### Выводы

Зарегистрированы аномальные вариации кажущегося электрического сопротивления горных пород в скважине совпадающие со временами мегаземлетрясений с магнитудами  $M=9,0$ , происшедшими в Индийском океане 26.12.2004 (Суматранское землетрясение) и Японии 11.03.2011. В качестве одного из возможных механизмов, вызвавшего аномальную деформацию на удалении 5000 км и 7500 км от очагов землетрясений, рассматривается процесс деформации Земли планетарного масштаба.

### Литература

1. Идармачев Ш.Г. и др. 2001. Станция для геоэлектрического зондирования «Георезистор». Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж. Материалы Межд. конф. С. 86-87.
2. Идармачев Ш.Г. и др. 2012. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в скважине в сейсмоактивном районе Дагестана // Вестник ДНЦ РАН. Махачкала. №46. С. 18-21.
3. Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И. Возмущения геополей на территории Северного Кавказа в период цунамигенного Суматранского землетрясения 26.12.2004 // Отечественная геология. 2012. №4. С. 64-68.
3. <http://ru.wikipedia.org/wkj/%Do%9>
4. <http://www.tectonics.caltech.edu/sumatra/sugar/html>
5. [http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazart/Shownh.php3?img\\_id=12646](http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazart/Shownh.php3?img_id=12646)
6. Латинина Л.А., Гусева Т.В. Проявления глобальных тектонических процессов в деформациях земной коры // В сб. XI Международный научно-технический симпозиум по GPS и GPS технологиям. Львов.: АГТ. 2006. С. 113-114.
7. Khalilov E.N. About possibility of creation of International global system of forecasting the earthquakes "ANTROPOTENA". Natural cataclysms and global problems of the modern civilization. Baku-Innsbruck. 2007. P. 51-69.
8. Долгих Г.И., Долгих С.Г., Ковалев С.И. Регистрация деформационной аномалии цунамигенного землетрясения лазерным деформографом // Докл. АН. 2007. Том. 412. № 1. С. 104-106.
9. Manga M., Wang C.Y. Earthquake gidrology // Treatise on Geophysics. 2007. V. 2. P. 293-320.
10. Копылова Г.Н. Геодинамический мониторинг сеймотектонических процессов. Мат. конф. «Современная геодинамика и опасные геологические процессы в Центральной Азии» ИЗК СО РАН. Иркутск. 2005. Вып. 3. С. 194-197.
11. Рудаков В.П., Цыплаков В.В. Сравнительный анализ деформаций земной коры геосинального и платформенного регионов // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле». 2009. №1(27).
12. Reid H.F. The California earthquake of April, 18,1906. The mechanics of the earthquake. Washington: The Carnegie Inst. 1910. Vol. 2.
13. Ребецкий Ю.Л., Маринин А.В. Поле напряжений до Суматра-Андаманского землетрясения 26.12.2004. Модель метастабильного состояния горных пород // Геология и геофизика, 2006, т. 47. №11. с. 1192-1206.
14. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 308 с.
15. Зубков С.И. О краткосрочных предвестниках землетрясений // Физика Земли. 1993. № 9. С. 67-70.
16. Кузмин Ю.О. 1996. Современные суперинтенсивные деформации земной поверхности в зонах платформенных разломов. Геологическое изучение и использование недр. Информационный сборник / АОЗТ «Геоинформмарк». Москва. вып. №4. С. 43-53.
17. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – сейсмические “гвозди” // ВЕСТНИК ОНЗ РАН, 2012. Том 4.

**СКАЧКООБРАЗНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ  
ГОРНЫХ ПОРОД В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС В ПЕРИОД  
ЗАКАТАЛИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ 7 МАЯ 2012 Г.  
Идармачев<sup>1</sup> Ш.Г., Черкашин<sup>1,2</sup> В.И., Алиев<sup>1</sup> И.А., Алиев<sup>1</sup> М.М., Мусиев<sup>1</sup> А.Р., Идармачев<sup>1</sup>  
И.Ш.**

<sup>1</sup>Институт геологии ДНЦ РАН, <sup>2</sup>Дагестанский государственный университет

**Введение**

Особенностью электрических параметров горных пород в естественных условиях является высокая чувствительность к деформации, что позволяет использовать их для измерений малых тектонических деформаций в земной коре, которые достигают  $10^{-6}$  –  $10^{-8}$ . Такого порядка деформации наблюдаются перед сильными землетрясениями  $M=6,0-6,5$  в радиусе 100-150 км. По данным А.А. Авагимова [1] коэффициент тензочувствительности горных пород по электрическому сопротивлению в естественных условиях может достигать значения  $K_T = 2 \cdot 10^6$ . Предельная величина  $K_T$ , которая была достигнута в лабораторных условиях составляет  $10^5$  [9].

Коэффициент тензочувствительности определяется отношением

$$K_T = \frac{\Delta \rho_k / \rho_k}{\Delta \varepsilon / \varepsilon} \quad (1)$$

где  $\Delta \varepsilon / \varepsilon$  - относительное изменение деформации в точке наблюдения;

$\Delta \rho_k / \rho_k$  – относительное изменение кажущегося сопротивления соответствующее данной деформации.

Такую высокую тензочувствительность пород, порядка  $K=10^6$  автор [1] объясняет раскрытием или закрытием трещин в массиве пород в разломной зоне, которые способствуют изменению порового давления и числа проводящих каналов. Однако, как показывают данные  $K_T=3 \cdot 10^2 \div 7 \cdot 10^5$ , полученные в других районах [6, 14, 15] величина  $K_T=2 \cdot 10^6$  является предельной. В современных условиях высокую чувствительность параметра электрического сопротивления пород к деформации можно обеспечить за счет использования прецизионной измерительной аппаратуры. Первая такая установка на лампах была использована в Японии, которая потом была усовершенствована авторами [8, 3]. Этими установками были зарегистрированы аномалии  $\rho_k$  перед сильными землетрясениями в Японии (на обсерватории Абурацубо) и на Ашхабадском полигоне во время сильных землетрясений в Иране с амплитудами от 0,02% до 0,2%, при этом длительности аномалий составляли от 1 до 11 часов.

В 1982 г. ОКБ ИФЗ АН СССР была разработана аппаратура СЭЗ для четырехэлектродного и дипольного вариантов электрического зондирования [7]. Полевые испытания показали высокую надежность приборов и точность измерений, так, например, вариант установки СЭЗ – вариометр позволил выделить вариации  $\rho_k$  величиной порядка  $10^{-4}$ .

Аппаратура для прецизионных измерений в скважине с использованием цифровой техники и программного обеспечения была изготовлена в Институте геологии Дагестанского научного центра РАН авторами [4]. При испытании ее в лабораторных условиях была определена погрешность относительных измерений суточных данных, которая оказалась равной  $10^{-5}$ . Подставляя ее в (1) и  $K_T=10^3$ , близкое к минимальному значению, имеем  $\Delta \varepsilon / \varepsilon = 10^{-8}$ . Допуская повышение погрешности в полевых условиях измерений на порядок, имеем чувствительность установки к деформации  $\Delta \varepsilon / \varepsilon = 10^{-7}$ , т.е. установки с такой чувствительностью вполне могут быть использованы для исследования предвестников землетрясений в окрестности эпицентральной области сильных землетрясений. Ниже приводятся результаты наблюдений, полученные с помощью установки авторов [4] в районе Чиркейской ГЭС. Данный район является одним из самых сейсмоопасных на территории не только Дагестана, но и всего

Кавказа, поэтому результаты исследований имеют не только научное, но практическое значение для обеспечения безопасности ГЭС.

Ключевые слова: электрическое зондирование, кажущееся сопротивление, напряженность электрического поля, коэффициент тензочувствительности.

### МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Пункт наблюдений располагается на правом берегу водохранилища Чиркейской ГЭС с координатами:  $\varphi=42,95$  с.ш.,  $\lambda=46,82$  в.д. (рис.1). Измерения  $\rho_k$  проводятся в открытой необсаженной скважине пробуренной ранее в скальных породах. Глубина ее равна 120 м. Горные породы, где расположена скважина, состоят из плотных известняков верхнего мела мощностью 200 м, ниже залегают юрские отложения мощностью 600-700 м. Величина  $\rho_k$  в области расположения измерительного зонда составляет  $200 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ .

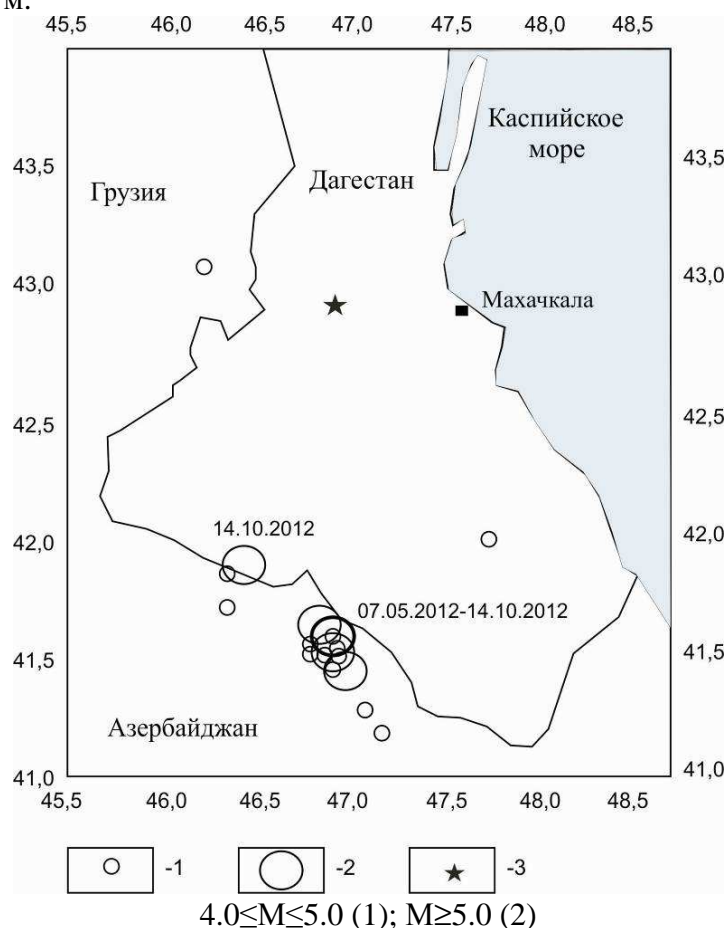


Рис.1. Схема расположения пункта наблюдений (3) и эпицентров землетрясений

Установка для электрического зондирования состоит из платы сбора данных, программного обеспечения, стабильного генератора тока и долговременных электродов, приспособленных для установки их в скважине. Электроды отлиты из свинца в виде круглых стрежней с размерами 20 мм в диаметре и длиной 150 мм. Провода припаяны к электродам так, чтобы не было контакта оголенного провода с водой. Сталемедный геофизический провод с сопротивлением 100 МОм пропускается через резиновый уплотнитель, который заделан в торцевом отверстии электрода. Отверстие, в которое запаян соединительный провод, заполняется герметикой, а сам провод на выходе из отверстия сделанного в электроде обжимается резиновым уплотнителем. Измерительный зонд, состоящий из четырех электродов, располагается в скважине с водой. На питающие электроды, которые расположены на глубинах 90 м и 99 м, с помощью генератора непрерывно подаются разнополярные импульсы постоянного тока силой  $I=0,02 \text{ А}$  и скважностью 10 с, а с приемного диполя длиной 3 м, который расположен в середине между питающими электродами, снимается разность

потенциалов. Сигналы с диполей регистрируются двумя дифференциальными входами одного и того же АЦП. Обработка данных осуществляется по специальной программе, которая вычисляет среднее арифметическое значение сигналов за 59 минут. В конце каждого часа результаты измерений тока в питающем диполе (I), разности потенциалов на приемном диполе (U) и полученное в результате обработки данных значение  $U / I$  записываются на жесткий диск компьютера. С началом следующего часа сеанс записи снова повторяется.

Величина  $\rho_k = k (U/I)$ , где  $k$  – коэффициент, зависящий от геометрических размеров четырехэлектродной измерительной установки электрического зондирования. Для нашей установки  $k = 23,8$  и является величиной постоянной, так как электроды на зонде закреплены жестко таким образом, чтобы расстояния между ними не менялись. В таких условиях величина  $\rho_k$  зависит только от изменения  $U/I$ , которая в свою очередь зависит от изменения удельного электрического сопротивления некоторого объема среды окружающего измерительный зонд. По оценочным данным размеры его соответствуют объему цилиндра длиной 12 м и диаметром 6 м. Погрешность измерений  $U/I$  в результате осреднения суточных данных не превышает  $\pm 0,1\%$ . Увеличение погрешности полевых измерений по сравнению с аппаратурной (0,001%) на два порядка, возможно связано с высоким уровнем помех, которые создают различные оборудования ГЭС.

Одновременно с электрическим зондированием осуществляется и измерение электрического поля в области расположения приемного диполя. Разность потенциалов на приемных электродах при выключенном токе питающего генератора складывается из разности потенциалов поляризации электродов и внешнего наведенного сигнала, так например, сигнала поля, создаваемого фильтрацией воды через породу. Так как зонд располагается в скважине всего 150 м от берега водохранилища, то логично допустить наличие процесса боковой фильтрации, в том числе и в области расположения приемного диполя. Со временем поверхность свинцовых электродов покрывается оксидным слоем, величина поляризации устанавливается на одном уровне. Величина сигнала фильтрации может меняться от градиента давления воды и проницаемости породы.

Постоянную составляющую части сигнала на приемном диполе при работающем генераторе можно определить следующим образом: 1 – вычисляются максимальные и минимальные уровни знакопеременных сигналов А и Б; 2 - постоянный сигнал на электродах вычисляется по формуле  $U_{эл.} = (A+B)/2$  если знаки сигналов одинаковые, а если знаки сигналов разные -  $U_{эл.} = (A-B)/2$ , для случая когда  $A > B$ .

### **ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

Графики  $\rho_k$  и  $U_{эл.}$  за период наблюдений 2012 г. приведены на рис. 2. На нем также показаны землетрясения  $M > 5,0$ , происшедшие в радиусе 200 км от измерительного пункта. Внутри указанного радиуса на границе Азербайджана, Грузии и Дагестана в Закаталинском районе 07.05.2012 произошло землетрясение средней силы  $M = 5,6$  с координатами  $\varphi = 41,5$  с. ш.;  $\lambda = 46,8$  в. д. на эпицентральной расстоянии 150 км от Чиркейской ГЭС. По данным каталога Геологической службы США NEIC 7 мая было зарегистрировано 7 толчков  $M \geq 4,0$  (они указаны на рис. 2 стрелкой под №1), а 18 мая произошли два сильных афтершока  $M \geq 5,0$  (стрелка №2). Всего за период 07.05.2012 – 23.10.2012 было зарегистрировано 17 афтершоков  $M \geq 4,0$ . Как видно на рис. 2 в период этих толчков на измерительном пункте «Чиркейская ГЭС» произошли скачкообразные изменения  $\rho_k$  и  $U_{эл.}$ . Максимальные изменения  $\rho_k$  ступенчатой формы составляют 25%, а импульсной формы 25-52%. Перед сильным афтершоком, происшедшим 14.10.2012 на территории Грузии (стрелка №3) аномалий не наблюдалось.

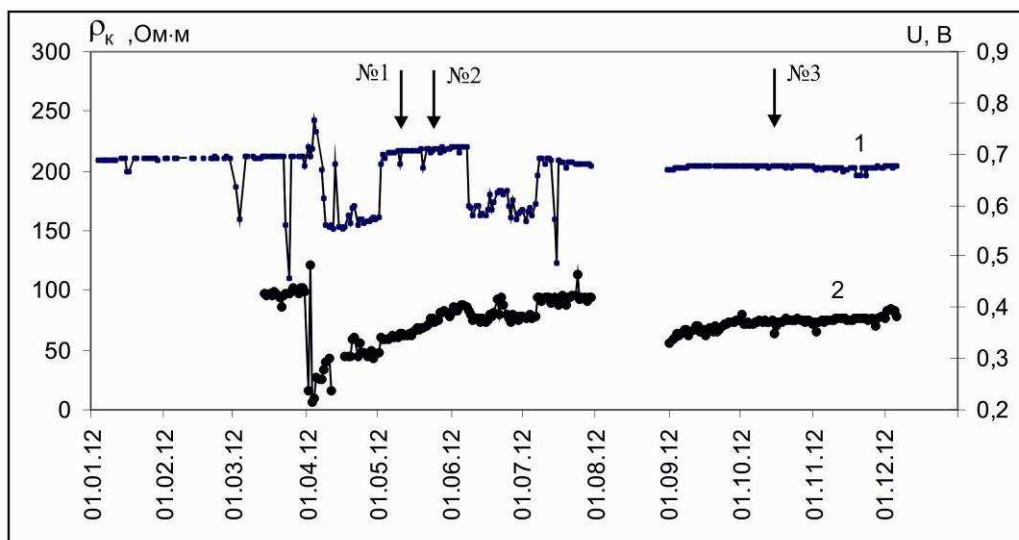


Рис.2. Графики кажущегося сопротивления и электрического поля в скважине в районе Чиркейской ГЭС, зарегистрированные в период Закалинского землетрясения в Азербайджане 07.05.2012 г.

Вариации электрического поля несколько отличаются по форме от изменений  $\rho_k$  за тот же период. Наблюдается совпадение только ступенчатых изменений  $\rho_k$  и  $U_{эл}$ . Максимальная амплитуда в период скачка разности потенциалов на электродах составляет 0,22 В. Вариации  $\rho_k$  значительной амплитуды были зарегистрированы на данном пункте и ранее за период наблюдений 2007-2010 гг. [5]. Анализ графиков  $\rho_k$  показал, что в отдельные периоды, длительностью 300-350 суток, регистрируются бухтообразные аномалии с амплитудой 7-29% , которые не связаны с метеофактами и изменением уровня воды в водохранилище. Аномалия  $\rho_k$  амплитудой 29% было зафиксировано перед Курчалойским землетрясением  $M=5,8$  в Чеченской республике, которое произошло на расстоянии 80 км к северу от измерительного пункта. На основе анализа этих данных был сделан вывод, что они обусловлены изменением порово-трещинного объема массива горных пород, расположенных вокруг измерительного зонда.

В отличие от результатов, полученных в предыдущие годы, за период 2012 г. впервые наблюдались скачкообразные изменения  $\rho_k$  значительной амплитуды. Они по форме очень схожи с импульсными изменениями электрического тока ступенчатой формы, которые были зарегистрированы перед землетрясениями в Греции [13]. Другой автор работы [11], на основании данных изменения земного электричества в эпицентральной зоне Рачинского землетрясения  $M=7,4$  в Грузии 1991 г., считает, что эти токи возникают при деформировании трещинных зон локализованных вблизи измерительных электродов.

Таким образом, для объяснения скачкообразных изменений  $\rho_k$  и  $U_{эл}$  горных пород, зарегистрированных в районе Чиркейской ГЭС, может быть рассмотрен следующий механизм. При достижении упругих напряжений в массиве близких к разрушающим величинам, трещины в нем раскрываются, растет порово-трещинный объем, а в дальнейшем заполнение его водой приводит к уменьшению электрического сопротивления. Одновременно с ним раскрытие трещин в объеме приводит к росту коэффициента фильтрации, что обуславливает увеличение водотока через трещины и напряженности электрического поля.

Движение воды по капиллярам горной породы приводит к электрокинетическим процессам вследствие выноса положительно заряженных ионов по направлению движения воды [10]. Данное явление используется на практике для поисков подземных вод, обходной фильтрации плотин. На практике электроразведочных работ регистрируются электрические поля фильтрационной природы напряженностью

несколько сот милливольт на километр. Напряженность электрического поля определяется следующим соотношением:

$$E = K_{\text{эф.}} \Delta P \quad (2)$$

где  $K_{\text{эф.}}$  – коэффициент электрофильтрационной активности;  $\Delta P$  – градиент гидростатического давления. Коэффициент  $K_{\text{эф.}}$  в основном зависит от таких параметров горной породы как коэффициент пористости пород, электрический потенциал, который возникает на контакте твердого скелета породы и жидкости, диэлектрическая проницаемость, динамическая вязкость и электропроводность воды. Для проведения оценок наиболее удобным является использование коэффициента  $K_{\text{эф.}}$ , полученного при прямых измерениях потенциалов течения воды в горных породах в естественных условиях. В частности, полученные автором [12] коэффициенты равны

$$K_{\text{эф.}} = 10^{-2} - 10^{-3} \text{ В} \cdot \text{см}^2 / \text{м} \cdot \text{кг} \quad (3)$$

Для оценки напряженности электрического поля в зоне расположения измерительного зонда воспользуемся формулой (2). Считая, что уровень воды в скважине располагается на 50 м выше места установки измерительного зонда определяем, что  $\Delta P = 5 \text{ бар.}$ , тогда подставляя значения  $K_{\text{эф.}}$  в (2) имеем  $E = 5 \cdot 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-3} \text{ В/м}$ . Если считать что направление фильтрационного поля совпадает с направлением приемного диполя нашей установки длиной 3 м, то величина разности потенциалов на электродах составит  $U_{\text{эл.}} = 15 \cdot 10^{-2} - 15 \cdot 10^{-3} \text{ В}$ . Из этих оценок видно, что изменение коэффициента электрофильтрационной активности, вследствие раскрытия трещин в массиве может вызвать увеличение разности потенциалов на приемных электродах в скважине.

Совпадение скачкообразных аномалий  $\rho_k$  и  $U_{\text{эл.}}$  со временем землетрясения в Азербайджане позволяет сделать предположение, что эти два явления связаны между собой, т.е. они обусловлены тектоническими процессами на Кавказе. Не исключается также возможность влияния подготовки очага землетрясения происшедшего 07.05.2012 в Азербайджане. Для этого по формуле Добровольского [2] оценим деформацию на эпицентральной расстоянии 150 км от подготовки землетрясения  $M=5,6$ :

$$\Delta \epsilon / \epsilon = \frac{10^{1,3M-8,19}}{r^3} \quad (4)$$

Подставляя в (4)  $M=5,6$  и  $r=150 \text{ км}$  имеем  $\Delta \epsilon / \epsilon = 3,7 \cdot 10^{-8}$ . Эта величина сравнима с амплитудой приливных деформаций, поэтому влияние подготовки землетрясения  $M=5,6$  вряд ли может быть рассмотрено в качестве возмущающей силы, вследствие которых произошли скачкообразные изменения  $\rho_k$  и  $U_{\text{эл.}}$  в районе Чиркейской ГЭС. Скорее всего, импульсные тектонические деформации Кавказской геологической структуры вызвали подвижки в блоковой системе, в первую очередь в тех блоках, которые находятся в неустойчивых состояниях, так, например, в местах зацепления блоков, а землетрясения можно рассматривать как акт потери устойчивости.

Таким образом, скачкообразные изменения  $\rho_k$  и  $U_{\text{эл.}}$  в районе Чиркейской ГЭС могут быть обусловлены переходом массива горных пород в неустойчивое состояние под воздействием внешних факторов, например, изменения напряженно-деформационного состояния среды. Однако процесс полного восстановления графиков  $\rho_k$  и  $U_{\text{эл.}}$  после скачкообразных изменений позволяет сделать вывод об упругой деформации, то есть неустойчивое состояние среды носит обратимый характер. Из этого следует, что трещины массива открываются под действием дополнительных упругих напряжений и закрываются при их снятии. Такие процессы в массиве горных пород, прилегающих к бортам плотины, могут оказаться опасными, если процесс раскрытия трещин произойдет в большом массиве с необратимым характером деформации.



Полученные результаты имеют не только научное, но и практическое значение для Чиркейской ГЭС, которые позволяют ставить перед энергетиками конкретные задачи по обеспечению ее безопасности, например, необходимо определить размеры массива, который находится в неустойчивом состоянии, каковы критерии изменения  $\rho_k$  и  $U_{эл.}$  при переходе от неустойчивого состояния к необратимым деформациям, за которым следует его разрушение.

### ВЫВОДЫ

1. Обнаружены синхронные скачкообразные изменения большой амплитуды кажущегося сопротивления и электрического поля горных пород в скважине, расположенной вблизи плотины Чиркейской ГЭС, которые совпадают по времени с землетрясениями умеренной силы, происшедшими на расстоянии 150 км от пункта наблюдения.

2. Скачкообразные обратимые изменения связаны с раскрытием трещин в массиве под воздействием внешних импульсных упругих напряжений. Раскрытие трещин приводит к уменьшению кажущегося сопротивления массива и увеличению электрического поля фильтрационной природы, тем самым характеризует неустойчивое состояние среды.

### Литература

1. *Авагимов А.А.* Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе. Автореф. Дис. Д-ра физ.-мат. Наук. М. 1991. 52 с.
1. *Добровольский И.П.* Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР. 1984. №2. 188 с.
2. *Волкова Е.Н., Камшилин А.Н., Эфендиев М.И.* Некоторые результаты изучения среды электрвариометром на Ашхабадском геодинамическом полигоне // Прогноз землетрясений. Душамбе: Изд. «Дониш» 1986. №7. С. 90-94.
3. *Идармачев Ш.Г., Алиев М.М., Абдулаев Ш-С.О., Хаджи Б.А.* Станция для электрического зондирования «Георезистор». Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Мат. Междунар. конф. Воронеж. 2001. С. 86-87.
4. *Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А.* Исследование кажущегося электрического сопротивления массива горных пород в районе высоконапорной плотины Чиркейской ГЭС методом электрзондирования в скважине // Геология и геофизика Юга России. 2011. №2. С.41-49.
5. *Идармачев Ш.Г., Абдулаев Ш-С.О.* Оценка тензочувствительности электрического сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах // ДАН. 1998. Т. 3. № 5. С. 682-684.
6. *Осташевский М.Г., Сидорин А.Я.* Аппаратура СЭЗ-1 и ее применение на Гармском полигоне // Прогноз землетрясений. Душамбе – Москва: «Дониш». 1986. №7. С. 96-99.
7. *Рикитаки Т.* Предвестники землетрясений. М.: Мир. 1979. 388 с.
8. *Челидзе Т.Л.* Об аномально высокой тензочувствительности электропроводности неоднородных сред. ЖЭТФ. 1984. Вып.2. С. 635-641.
9. *Якубовский Ю.В.* Электроразведка. М.: Недра. 1980. 383 с.
10. *Chirkov Ye. B., Gokhberg M.B.* Reliability and informativeness of Electrotelluric Data. – The 29-th General Assembly IASPEI. Greece. Thessaloniki. 1997, August 18-28. P. 309.
11. *Read W. E.* Transport of water away from a buried heat source with special reference to nuclear deformations // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 2. P. 75-80.
12. *Varotsos P., Alexopoulos K.* Physical properties of the variations of the electric field of the Earth proceeding earthquakes // Tectonophysics. 1984. Vol. 110. P. 73-125.
13. *Yamazaki Y.* Preseismic resistivity changes recorded by the resistivity variometer (1), (May 14, 1968-February 28, 1975) // Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo. 1980. Vol. 55. P. 755-794.
14. *Zhao Yulin, Qian Fuyue, Stopinski W.* In situ experiment and a relationship between electrical resistivity changes and the strains // Acta Geophys. Polonica. 1990. Vol. 38. №3. pp. 229-243.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ДИПОЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС

*Идармачев Ш.Г., Идармачев А.Ш.*

*Институт геологии ДНЦ РАН, [idarmachev@yandex.ru](mailto:idarmachev@yandex.ru)*

### Введение

Мировая практика сооружения ГЭС с созданием крупных водохранилищ знает более 100 случаев повышения сейсмической активности в районах водохранилищ [1]. В отдельных случаях, землетрясения имели магнитуды  $M \geq 6$  и вызывали разрушения



близлежащих поселков и тела плотины. Одно из таких, которое произошло в Индии, унесло 200 человеческих жизней, пострадало 1500 человек и несколько тысяч оставило без крова [2]. Техногенные землетрясения в районах крупных водохранилищ получили название «плотинного типа» и привлекли к себе внимание инженеров геологов и геофизиков мира.

В 1970г. комиссия ЮНЕСКО, на основании обобщения данных о плотинных землетрясениях по всему миру, определила основные условия их возникновения. Однако в настоящее время нет единого мнения об их механизме. Предполагается, что они вызваны гравитационным действием веса водохранилища или же ростом порового давления в породах, расположенных под водохранилищем [3].

Особую значимость изучения механизма «плотинных землетрясений» и их предвестников приобретает для Республики Дагестан в связи с сооружением каскада ГЭС на реке Сулак. Всего намечается строительство более 20 ГЭС с суммарной мощностью 4691 МВт, из них шесть уже являются действующими: Чиркейская, Миатлинская, Чирюртовская, Ирганайская, Гунибская и Гергебильская. Самая крупная из них является Чиркейская ГЭС. Суммарная мощность четырех агрегатов достигает  $10^9$  Вт, высота плотины – 232 м.

При заполнении Чиркейского водохранилища 1974 г., когда уровень воды в верхнем бьефе плотины ГЭС достиг 100м, было отмечено резкое увеличение числа слабых толчков [4]. В течение периода 1974 - 1975г.г. произошло несколько достаточно сильных землетрясений с магнитудами  $M=5.0 - 5.2$ , которые вызвали разрушения строений в окружающих поселках, а также в г. Буйнакске.

Район Чиркейского водохранилища является до настоящего времени наиболее высокосейсмичным районом не только Дагестана, но и всего Кавказа. Исследование сейсмичности территории Дагестана за период 1960-2005 гг. показало, что основная масса эпицентров землетрясений концентрируется в районе расположения Чиркейского, Миатлинского и Кизилюртовского ГЭС [5]. Как показали сейсмические события, происшедшие 31 января 1999 г. с магнитудой  $M=5,6$  опасность для гидросооружений от возникновения сильного землетрясения в районе вышеуказанных водохранилищ достаточно велика. Поэтому изучение природы «плотинных землетрясений», на примере экспериментальных исследований в районе Чиркейской ГЭС, имеет важное не только научное, но прикладное значение для принятия официальными органами своевременных мер для подготовки к возможным чрезвычайным ситуациям, связанными со стихийными бедствиями.

Анализ результатов длительных геофизических наблюдений в районе Чиркейского водохранилища показал, что его заполнение оказало длительное воздействие на окружающую среду, в частности было показано, что кажущееся электрическое сопротивление массива горных пород ( $\rho_k$ ) толщиной 1-1,5 км за период 14 лет уменьшилось в несколько раз в результате процесса, связанного с фильтрацией воды в окружающий массив [6]. Процесс фильтрации менялся как во времени, так и в пространстве, в отдельные периоды были зафиксированы резкие изменения кажущегося сопротивления горных пород, которые по времени совпадали с периодами активизации слабой сейсмичности района [6]. На основании этих и других данных было сделано предположение о существенной роли механизма «плотинных землетрясений», связанного с ростом порового давления в трещинных зонах земной коры, где формируются очаги землетрясений.

Величина гидростатического давления в земной коре для мелкофокусных землетрясений, например,  $h=2$  км равна 200 атм., а максимальная добавка порово-трещинного давления, обусловленная высотой столба воды в водохранилище  $h=200$  м составляет 20 атм., т.е. на порядок меньше. Даже если допустить, что такая «добавка» является достаточной для того чтобы спровоцировать землетрясение, необходимо доказать возможность передачи давления на глубину, хотя бы на 2 км.

### Методика исследования

Для проверки гипотезы, связанной с ростом гидростатического давления в земной коре на глубинах порядка нескольких километров в результате заполнения Чиркейского водохранилища было проведено ряд экспериментальных исследований методом дипольного электромагнитного зондирования на разносах диполей 10 км. В отличие от методов, где для электрического зондирования используются поля постоянного тока, поля переменных токов позволяют проводить дифференцированное исследование геоэлектрического разреза земной коры по вертикали. Для этого могут быть использованы два метода, частотное зондирование или становление поля.

В данной работе использовался метод становления поля электрической компоненты электромагнитного поля. Компоненты электрического поля  $E_i$  ( $i=1,2,3\dots$ ) в изотропной однородной среде удовлетворяют с достаточной для практики точностью системе разделяющихся уравнений теплопроводности (диффузии) [7]:

$$D\Delta E_i = \frac{dE_i}{dt} \quad (1)$$

где  $D=\rho/\mu_0$  – коэффициент диффузии,  $\rho$  – удельное продольное сопротивление горных пород в Ом·м,  $\mu_0=4\pi\cdot 10^{-7}$  Гн/м – магнитная проницаемость вакуума (Ом·м<sup>2</sup>)/Гн=м<sup>2</sup>/с. Коэффициент  $D$  связан с радиусом распространения электромагнитной волны в однородной среде  $R$ . Формула (2) позволяет определить  $R$  на различных стадиях становления поля  $t_i$ , тем самым осуществить вертикальное электрическое зондирование среды.

Дипольное зондирование осуществлялось с использованием одновременно методов становления и постоянного полей для того, чтобы можно было провести сравнительный анализ результатов, полученных двумя различными методами. Для этого на приемной точке были зафиксированы на местности расположение двух электрических диполей длиной 200м каждая: 1 – по направлению эквипотенциальных линий поля постоянного тока питающего диполя (для регистрации сигнала становления поля  $\rho_\tau$ ); 2 – по максимуму поля постоянного тока (для регистрации кажущегося сопротивления  $\rho_k$ ). Зондирование становлением поля проводились по специально разработанной методике [8], суть которого заключалась в искусственной компенсации сигнала постоянного тока, подбирая точку наблюдения с максимальной амплитудой становления поля. Такое условие достигается при азимутальном угле дипольной установки  $\theta = \arccos 0,58 \cong 54,7^\circ$ .

Для зондирования используется генератор тока «Чиркей-2» сконструированный нами, нагрузкой которого является электрический диполь длиной 2500 м. Для исключения утечек тока линия диполя подвешена на столбах. Сила тока в диполе в режиме двухполярного переключения тока равна 240 А, а дипольный момент равен  $M = 6\cdot 10^5$  А·м. Схема расположения дипольной установки приведена на рис. 1. Из четырех измерительных пунктов, расположенных вокруг Чиркейского водохранилища [6] был выбран приемный пункт № 2, так как его расположение наибольшей степени соответствует требованию методики измерений, азимутальный угол  $\theta=46^\circ$ , т.е. является достаточно близким к необходимому для эксперимента углу.

Измерения данным методом проводились через каждые 4 - 6 суток в период экспедиционных работ 12.05-28.11.1986. Измерялись амплитуды становления поля на временах  $t = 0.5$  с, 1.0 с и 4.0 с. Общая длительность процесса становления, регистрируемая измерительной аппаратурой составляет 10 с. Данные периоды были выбраны с учетом достаточного уровня амплитуд сигналов, которые обеспечивали необходимую точность измерений на уровне  $\pm 2-3\%$ . Величины  $\rho_\tau$  вычислялись по формуле

$$\rho_{\tau} = \left[ \frac{2\pi r^3 10^{-6}}{AB \cdot MN (\cos^2 \theta - 2) \eta} \right] \Delta U(t) \quad (2)$$

где  $AB$ ,  $MN$  – длины питающего и приемного диполей в м;  $r$  – разнос диполей в м;  $\theta$  – угол между центром диполя  $AB$  и направлением на центр приемного диполя;  $\eta$  – поправочный коэффициент.

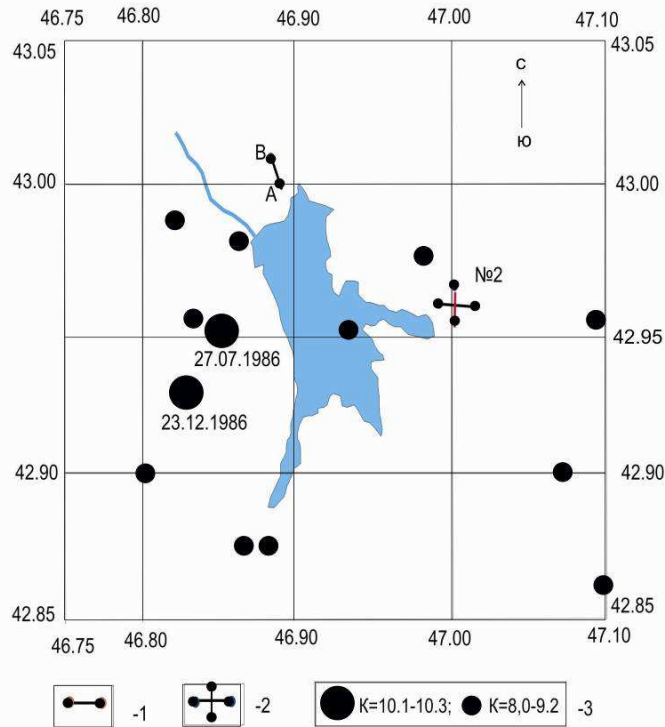


Рис. 1. Схема расположения дипольной установки в районе Чиркейского водохранилища: 1 – питающий диполь; 2 – приемные диполи; 3 – эпицентры землетрясений

Результаты измерений амплитуд  $\rho_{\tau}$  на различных временах становления поля и кажущегося сопротивления на постоянном токе  $\rho_k$  за период 12.05-28.11.1986 приведены в табл. 1, а в графическом виде представлены на рис. 2. В данной таблице амплитуды повторных измерений показаны как отклонения от первоначально измеренных значений, которые приняты за 100%.

Из графиков представленных на рис. 2 можно видеть, что интенсивные вариации  $\rho_{\tau}$  начинаются в конце июня и завершаются в августе месяце. За период наблюдений в районе водохранилища произошло 11 слабых толчков с энергетическими классами  $K=8-10$  (где  $K=\lg E$ ,  $E$  – энергия выделенная при землетрясении в джоулях). Эпицентры землетрясений приведены на рис. 1. Самый сильный из них произошел 27.07.1986 г. ( $K=10$ ). Во время этого землетрясения наблюдались значительные вариации  $\rho_{\tau}$ . Эпицентр землетрясения располагается в 8 км от центра дипольной установки. Глубина очага равнялась бкм.

Характер вариаций  $\rho_{\tau}$  на различных временах и  $\rho_k$  перед землетрясением совпадает в общем виде, хотя несколько различаются по амплитуде и по времени. Так, например, максимальные амплитуды изменений  $\rho_{\tau}$  для времен  $t = 0.5$  с, 1.0 с и 4.0 с составляют 37%, 20% и 12% соответственно, а для  $\rho_k$  – 4%, при этом минимум  $\rho_{\tau}$  на времени  $t = 0.5$  с опережает время толчка на 15 суток. Времена на остальных кривых  $\rho_{\tau}$  ( $t=1.0$  с и 4.0 с) опережают время толчка на 8 и 10 суток соответственно.

В ноябре вновь наблюдается процесс уменьшения кривых  $\rho_{\tau}$  для времен становления  $t = 0.5$  с, 1.0 с на 15% и 5% соответственно. Однако дальнейший ход кривых неизвестен в связи прекращением измерений. Примерно через 45 суток, после

начала уменьшения  $\rho_\tau$  для времен  $t=0.5$  с и 1.0 с, в западной окрестности водохранилища произошло землетрясение  $K=10.3$  на расстоянии 10 км от центра дипольной установки.

Таблица 1.

Результаты дипольного зондирования в районе Чиркейской ГЭС

Дата измерений	$\rho_\tau$ , % $t=0.5c$	$\rho_\tau$ , % $t=1.0c$	$\rho_\tau$ , % $t=4.0c$	$\rho_k$ , %
09.05.1986	100	99	99	100
12.05.1986	100	99	100	98
19.05.1986	102	97	100	100
07.06.1986	102	98	101	99
17.06.1986	102	102	103	99
24.06.1986	100	103	104	99
02.07.1986	85	94	97	98
10.07.1986	64	85	93	97
18.07.1986	87	80	93	97
27.07.1986	84	94	102	98
08.08.1986	100	94	103	100
17.08.1986	102	95	104	100
31.08.1986	90	97	105	99
13.09.1986	90	99	105	99
02.10.1986	94	100	105	100
12.10.1986	98	100	104	99
03.11.1986	98	100	103	99
17.11.1986	94	99	101	99
23.11.1986	85	97	100	99
28.11.1986	82	95	100	98

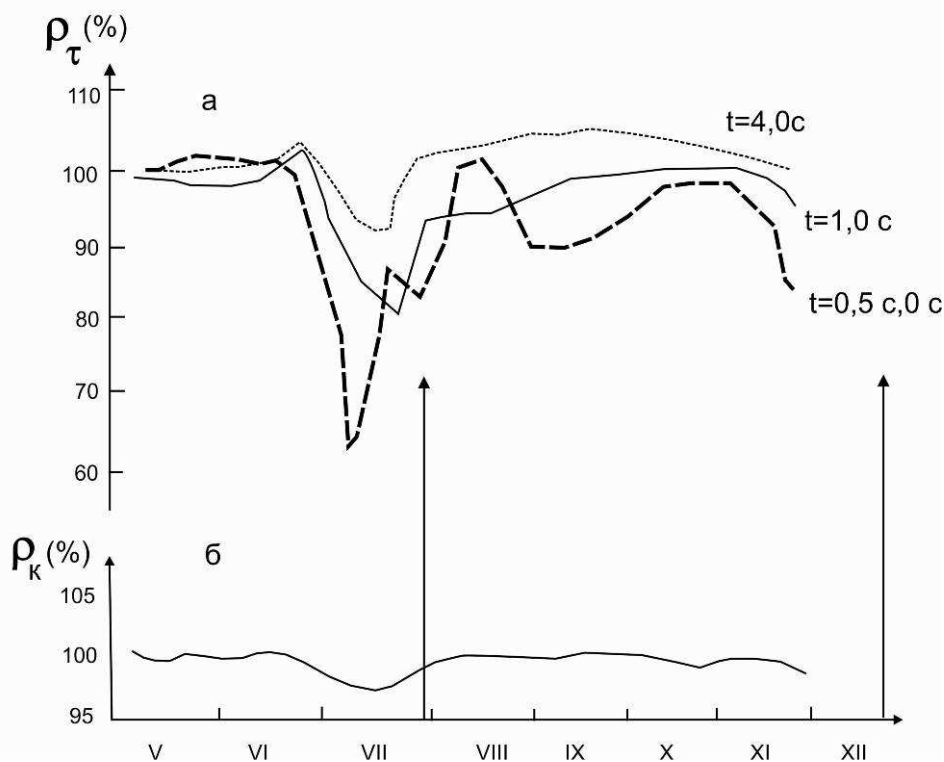


Рис. 2. Графики  $\rho_\tau$  на различных временах становления поля (а), и  $\rho_k$  (б) за 1986г.: вертикальные линии - время землетрясений с энергетическими классами  $K=10.0$  и  $10.3$

Используя данные вариаций  $\rho_t$ , зарегистрированные перед землетрясением 27.07.1986 оценим мощность слоя, который вызвал резкое уменьшение амплитуды электромагнитной волны на времени становления  $t = 0.5$  с. Радиус распространения электромагнитной волны в однородной среде земной коры зависит от ее продольного удельного электрического сопротивления и определяется формулой [9]

$$R = \sqrt{Dt} \quad (3)$$

где  $D$  - коэффициент диффузии;  $\rho_t$  - продольное удельное сопротивление среды в Ом·м;  $\mu_0$  - магнитная проницаемость вакуума, которая равна  $4\pi \cdot 10^{-7}$  Гн/м;  $t$  – время становления поля. Так, например, для пород с продольным сопротивлением  $\rho_t=10$  Ом·м за 1с диффузионный радиус составляет 3 км. Так как земная кора не является однородной, то для реальной среды процесс диффузии поля будет более сложным, особенно для поздней стадии, когда процесс приобретает волновой характер и сильно зависит от параметров опорного горизонта. Однако для малых времен искажениями неоднородности среды можно пренебречь.

Для определения  $\rho_t$  в районе водохранилища проводилось магнито-теллурическое зондирование, на основании чего было получено значение  $\rho_t= 10$  Ом·м. Подставляя в (3) численные значения ( $\rho_t=10$  Ом·м;  $\mu_0=4\pi \cdot 10^{-7}$  Гн/м) определим диффузионные радиусы для различных времен становления поля. Для  $t = 0.5$  с, 1.0 с, 4.0 с диффузионные радиусы равны соответственно  $R = 2000$  м, 2800 м, 5600 м.

Для сравнения оценим глубину зондирования на постоянном токе для той же дипольной установки. Приблизительно глубину зондирования можно принять равной 1/5-1/3 разности диполей ( $r$ ), т.е. при  $r=10$ км  $h \sim 2-3$  км. Эта глубина сравнима с глубиной зондирования становлением поля для времени  $t = 0.5 - 1.0$  с. Из этого следует, что для однородного полупространства изменения  $\rho_k$  и  $\rho_t$  на этих временах должны быть одного порядка, при условии изменения удельного сопротивления верхнего слоя мощностью 2-3 км. Однако из графиков, приведенных на рис. 2 этого не следует. Величина отношения амплитуд вариаций  $\rho_t$  и  $\rho_k$  перед землетрясением 27.07.1986 равна 5. Такое несоответствие между данными, полученными различными методами позволяет предположить, что модель обводнения верхнего слоя мощностью 2-3 км не соответствует реальности. Если допустить, что уменьшение удельного сопротивления верхнего слоя земной коры толщиной 2-3 км перед землетрясением связано с обводнением его в результате поступлением воды из водохранилища, то, как объяснить процесс восстановления электрического сопротивления среды, вряд ли вода из пласта будет выжиматься обратно в водохранилище. С другой стороны, скорость фильтрации воды через поровое пространство максимально может достигать от нескольких сантиметров до метров в сутки, т.е. для обводнения слоя мощностью 2-3 км потребуется как минимум 1500 суток, а не 30-40 суток. Альтернативным является механизм, допускающий возникновение перед землетрясением узких трещинных зон под водохранилищем, в которые поступает вода, что приводит к уменьшению  $\rho_t$  вначале на малых временах, а затем и на более поздних стадиях. Все это указывает на развитие процесса фильтрации воды сверху-вниз. После снятия упругих напряжений, приведших к раскрытию трещинных зон, трещины сжимаются, вода из них выдавливается в окружающий массив горных пород, в результате чего электрическое сопротивление среды восстанавливается до состояния близкого к первоначальному.

### Выводы

1. Вариации  $\rho_t$  перед землетрясениями в районе Чиркейского водохранилища обусловлены изменением удельного сопротивления в узких трещиноватых зонах в результате их сжатия или растяжения. В частности растяжение способствует фильтрации воды в трещинные зоны, что вызывает уменьшение их удельного сопротивления. В свою очередь это вызывает уменьшение амплитуды становления

поля, при этом наибольшая амплитуда затухания соответствует ранней стадии становления поля, которая характеризует верхнюю часть геоэлектрического разреза.

2. Полученные данные позволяют утверждать, что земная кора в районе водохранилища находится в неустойчивом состоянии. В отдельные периоды происходит раскрытие трещинных зон вертикального простирания, вызывая в геоэлектрическом поле процесс анизотропии среды. Особенности поведения становления поля показывает, что процесс фильтрации воды в трещинные зоны земной коры под водохранилищем происходит в направлении сверху-вниз. Проникновение воды из водохранилища в трещинные зоны субвертикального простирания в процессе растяжения земной, а также повышение в них давления до глубин нескольких километров позволяет подтвердить реальную возможность механизма «плотинных землетрясений» в результате повышения порового давления.

3. Метод становления поля обладает большей чувствительностью к процессам деформации земной коры, чем метод на постоянном токе и поэтому может быть рекомендован для использования контроля над опасными геологическими процессами в районах высоконапорных плотин.

#### Литература

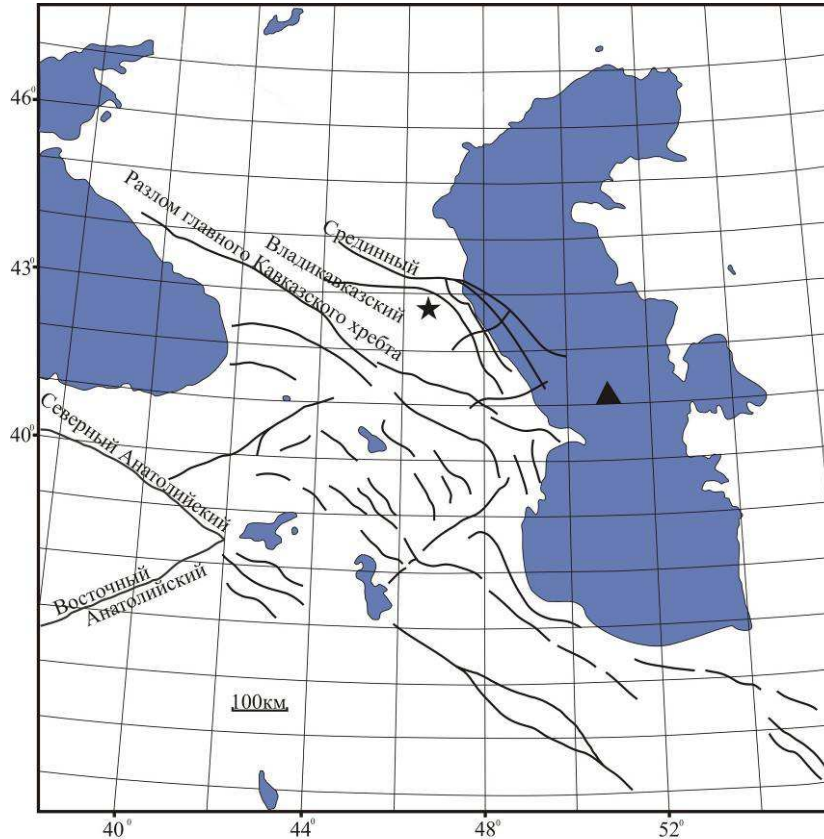
1. Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенные процессы в земной коре (опасности и катастрофы). М.: ИНЭК. 2005. 252 с.
2. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир. 1975. 251 с.
3. Rothe J. P. Seismic Artificials. *Nononophysics*. 1970. Vol. 9. N 2. P. 215-238.
4. Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С. и др. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района Чиркейской ГЭС в период его заполнения. Сейсмической режим территории Дагестана. Махачкала: Ин-т геол. Дагестанского филиал АН СССР, 1977. Вып.1. С. 3-9.
5. Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г., Идармаев А.Ш. Сейсмичность территории Дагестана за период 1960-2005 гг. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Сб. трудов ИГ ДНЦ РАН, Махачкала. 2010. С. 12-18.
6. Идармачев Ш.Г., Арефьев С.С. Результаты дипольного электрического зондирования в районе Чиркейского водохранилища после его заполнения // Физика Земли. 2009. №9. С. 75-85.
7. Шейман С.М. Об установлении электромагнитных полей в Земле // Прикладная геофизика. М.: Недра. 1947. №3. С. 42-48.
8. Идармачев Ш.Г., Казарьянц Г.С. Способ геозеоторазведки. АС СССР. № 1482428. ДПС. 1982.
9. Тихонов А.Н. О становлении электрического тока в однородном проводящем полупространстве // Изв. АН СССР, сер. геофиз. 1946. Т. 10. №3. С. 213-231.

### ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНА И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

*Алиев И.А., Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Абдулаев Ш.-С.О., Мусаев М.А.  
Институт геологии ДНЦ РАН*

Детальное исследование сейсмичности территории Восточного Кавказа за последние 30 - 40 лет показывает концентрацию максимальной сейсмической активности в районе Сулакского каскада ГЭС. Сеть исследовательских станций ИГ ДНЦ РАН [1] расположена в области радиусом  $R=100$  км от центра Чиркейского водохранилища Сулакского каскада ГЭС, самого сейсмоопасного района не только Дагестана, но и всего Кавказа [2]. На рис.1 представлен исследуемый район, звездочкой обозначен центр Чиркейского водохранилища. Разломы Восточного Кавказа приведены согласно тектонической карты Дагестана 2012 г. [3], остальные - согласно схемы активных разломов по данным EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) [4].

Для геофизических исследований используются станции «Георезистор» [5], специально разработанные для непрерывного измерения КС горных пород, имеющие чувствительность в режиме накопления сигнала не ниже 0,01%, позволяющие регистрировать процесс деформации горных пород. Они расположены вдоль левого борта самого крупного разлома Кавказа – Срединного, простирающегося вдоль Западного побережья Каспийского моря и поворачивающего на северо-запад после 43° С.Ш.



★ -1    — -2    ▲ -3

Рис.1 Исследуемый район. 1- центр Чиркейского водохранилища  
2- тектонические разломы  
3- усредненная точка затухания групп волн

### ***Анализ сейсмической активности и вариаций геофизических полей***

Для анализа сейсмической активности (СА) и последовательных движений эпицентров была выбрана область с координатами: по широте от 34° до 46° СШ, и по долготе от 40° до 56° ВД, а также сейсмические события с  $M \geq 4$  и глубиной очага от 4 до 50 км, которые в большинстве случаев отражаются в вариациях КС сети наблюдательных станций «Георезистор». В область входят Кавказ, Каспийское море и части территории Турции, Ирака, Ирана и Туркменистана. Сейсмические события для выбранной области за исследуемый период взяты из каталога EMSC (European-Mediterranean Seismological Centre) [4].

На рис. 2 - а представлено количество наиболее значительных сейсмических событий с  $M \geq 4$ , происшедших в выбранной области за исследуемый период 2006 - 2012 гг.

Как видно из рисунка “фоновое” количество значительных сейсмических событий менее 10 в месяц. Отмечаются несколько периодов всплесков сейсмичности в 2008, 2010, 2011 и 2012 гг. Всплеск СА в октябре 2008 года это процесс идущий в северо-восточном направлении как результат разрядки накопившихся тектонических напряжений. Эпицентры сейсмических событий последовательно смещаются на север и северо-восток: от Ирана - Турецкой границы к Кавказу. Анализ последовательных

передвижений эпицентров сейсмических событий показал, что все эти события можно условно разбить на группы (между которыми наблюдаются периоды затишья). В каждой группе эпицентры в основном движутся на север и северо-восток, а после перехода Большого Кавказа смещаются на восток и процесс завершается серией сейсмических событий с эпицентрами правее Срединного разлома в Каспийском море или Туркменистане, с последующим затуханием движения в этой группе. Изредка несколько эпицентров двигаясь на северо-запад, попадают на территорию Крыма вдоль линии разлома главного Кавказского хребта, вне рассматриваемой области.

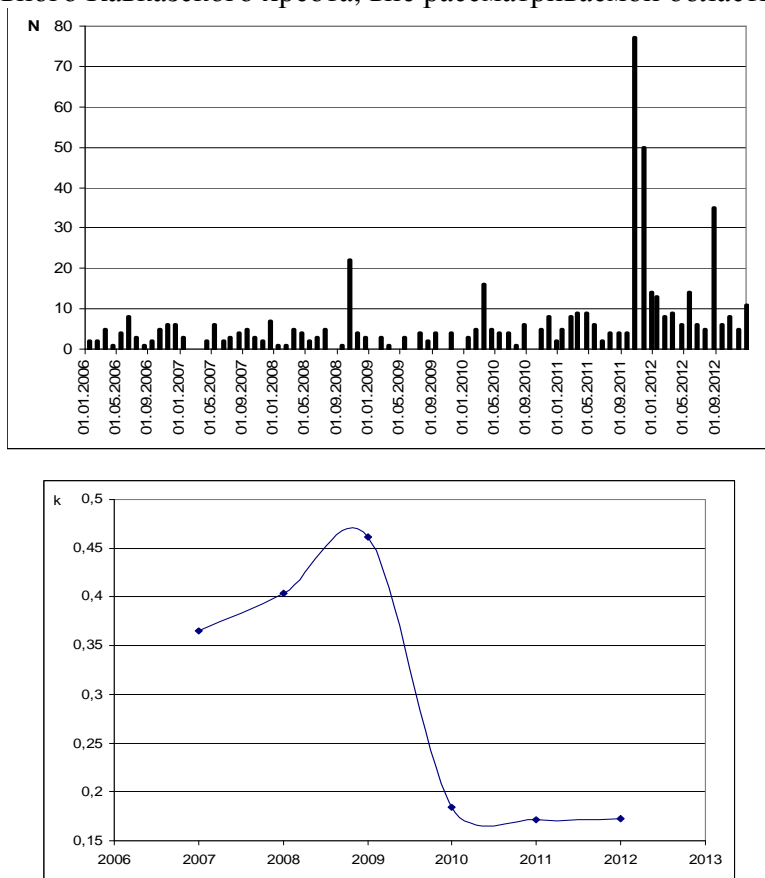


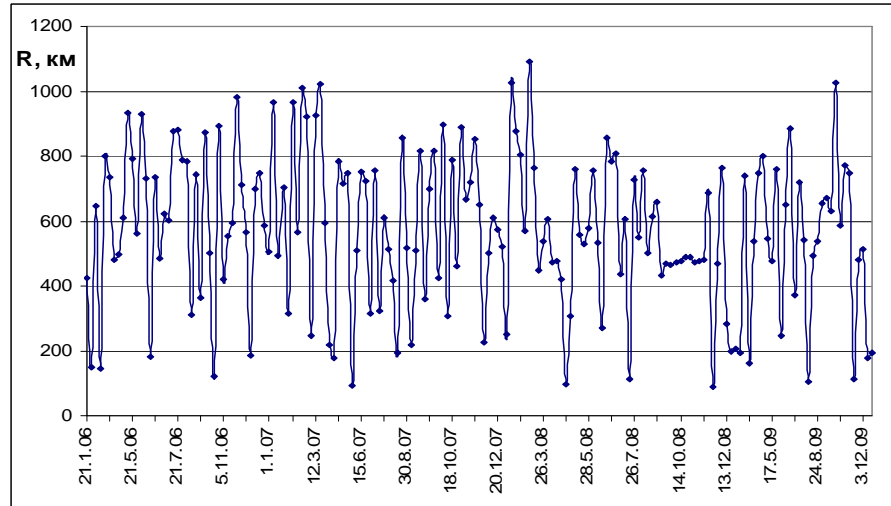
Рис.2 Количество наиболее значительных сейсмических событий с  $M \geq 4$  происшедших в выбранной области (а), вариации коэффициента корреляции рядов данных на сети геофизических станций «Георезистор» (б) за исследуемый период 2006-2012 гг.

После периода затишья продолжается движение других групп. Наблюдается своеобразное “волновое” движение эпицентров. Тот факт, что процесс движения эпицентров в каждой группе заканчивается правее Срединного разлома говорит о том, что после разрядки и перераспределения возникших тектонических напряжений смещение блоков в рассматриваемом районе должно быть в направлении северо-восток, которое мы, и наблюдаем по данным GPS исследований [6,7,8]. Выберем усредненную точку затухания групп волн, последовательных движений эпицентров, в акватории Каспия ( $41^{\circ}$  СШ,  $51^{\circ}$  ВД). Вычислим расстояния от всех рассматриваемых эпицентров сейсмических событий за 2006 – 2012 гг. до выбранной усредненной точки. По полученным данным построим график изменения эпицентрального расстояния R, от эпицентров до усредненной точки. На рис.3 представлено изменение эпицентрального расстояния R(км), 3 - а за 2006 – 2009 гг. и 3 - б за 2010 – 2012 гг.

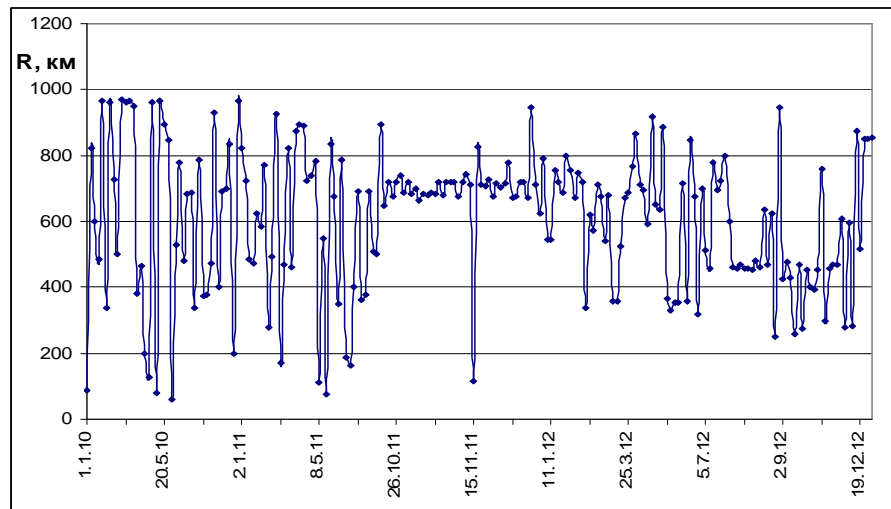
Как видно из рисунка 3 минимумам эпицентрального расстояния  $R \leq 200$  км соответствуют волнообразные затухания групп волн. В период, после начала уменьшения коэффициента корреляции рядов данных, уменьшается и количество эпицентровдвигающихся к усредненной точке. Все это является доказательством, отмеченного нами, волнообразного движения эпицентров сейсмических событий в



выбранной области и направления движения этих эпицентров, в зависимости от значения коэффициента корреляции.



а



б

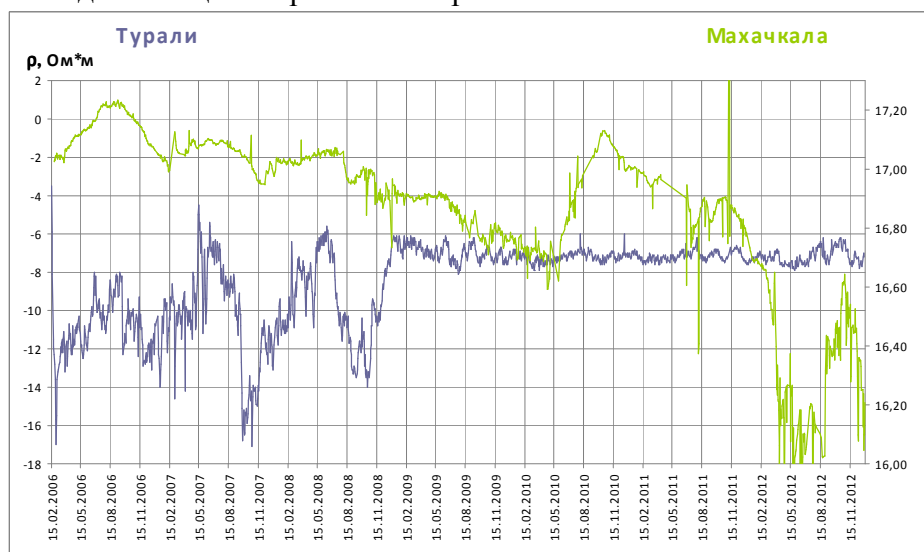
Рис.3 Изменения эпицентрального расстояния R от эпицентров сейсмических событий до усредненной точки: а- 2006 – 2009гг., б- 2010 – 2012гг.

Сетью наблюдательных станций ИГ ДНЦ РАН обнаружено: в период, когда последовательные эпицентры сейсмических событий идут на север и северо-восток коэффициент корреляции рядов данных записей кажущегося сопротивления повышается, и наоборот, когда последовательные эпицентры сейсмических событий идут на север и северо-запад по Анатолийским разломам Турции коэффициент корреляции понижается [9]. На рис. 2 - б представлены вариации коэффициента корреляции рядов данных на сети геофизических станций «Георезистор» за исследуемый период. После всплеска СА в октябре 2008 г. коэффициент корреляции резко понижается и далее все всплески выше «фонового» значения (рис. 2 – а) идут в северо и северо-западном направлении.

На рис.4 представлены данные вариаций КС горных пород зарегистрированные геофизическими станциями «Георезистор» за 2006-2012 гг. (на Западном побережье Каспийского моря в районе нефтегазового месторождения, на измерительных пунктах Махачкала, Турали, Избербаш и в районе Чиркейской ГЭС).

Анализ графиков показывает хорошую корреляцию вариаций данных КС зарегистрированных сетью наших станций «Георезистор» ( $k=0,6$  – для рис.4-а 2006-2008гг. и рис.4-б 2007-2009гг.), а всплески СА хорошо отражаются в импульсных вариациях КС на сети наблюдательных станций «Георезистор»[10,11,12]. Была

отмечена повторяемость форм графиков за 2006-2008 для станций Турали и Махачкала и за 2007-2009 гг. для станций Чиркей и Избербаш.



а

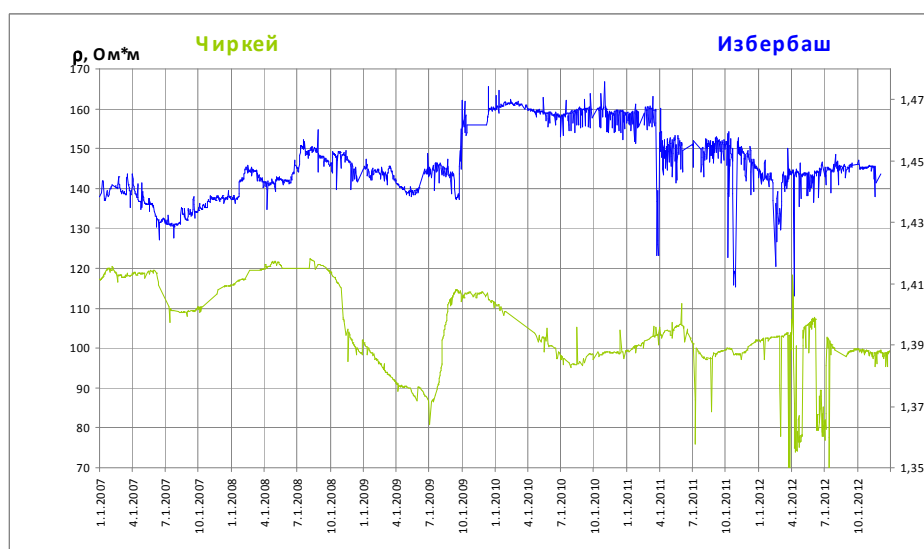


Рис.4 Вариации КС горных пород на сети геофизических станций «Георезистор» за 2006-2012 гг.

Ранее мы отмечали нахождение этих пар станций в различных блоковых структурах [13]. Для первой пары наблюдаем плавное повышение КС до середины лета, а затем плавное падение в конце года и так в течение 3-х летнего периода. В 2009 г. эти изменения КС менее выражены.

Для второй пары, наоборот, в середине лета наблюдается минимальное значение КС. Наблюдения на станциях Турали ведутся с 1997 г., а Махачкала с 2003 г. и такие изменения, как волнообразное затухание и плавное уменьшение амплитуды вариаций КС, зафиксированной волны с периодом около 1 года наблюдаются впервые. Детальный анализ изменений атмосферного давления, температуры и выпадений осадков за отмеченные периоды показал, что к вариациям КС они не имеют отношения [14,15, 16].

Движение рассматриваемых Аравийской и Африканской плит не равномерно. В зависимости от длины наблюдаемого ряда значений, различных периодов наблюдений у авторов [17,18] меняется и среднее вычисленное значение скорости движения плит. Можно с уверенностью говорить лишь о волнообразном изменении скорости движения плит, а вот какие процессы и что вызывает такие изменения, вопрос остается открытым. Могут ли только эндогенные процессы быть их причиной - считаем, нет. Результатом эндогенных процессов могут быть (им свойственны длительный период,

т.е. непрерывность или очень короткий период, т.е. импульсивность): 1- то самое непрерывное волнообразное изменение движения рассматриваемых плит или другими словами волнообразное изменение геодеформационного поля, 2- импульсные изменения. К примеру, вулканическая деятельность на Земле, для которого свойственно длительное накопление напряжений, разрыв в земной коре и прорыв магмы на земную поверхность, и затем длительный период затишья.

В наблюдаемом нами случае картина иная, мы наблюдаем короткое, не более 5 лет, воздействие с затухающей амплитудой. Следовательно, наиболее вероятно, что мы имеем дело с экзогенными процессами. Это какое-то периодическое, волнообразное внешнее воздействие на Землю, как планету в целом, которое в результате вызвало изменение, дополнительное движение или торможение Аравийской и Африканской плит. Все это позволяет нам сделать заключение, что наблюдаемое нами волновое изменение КС есть распространение затухающей геодеформационной волны, от дополнительного экзогенного воздействия на Землю.

Следующая серия всплесков СА 2010, 2011 и 2012 гг. произошла на территории востока Турции, северо-запада Ирана и границы Грузии и Азербайджана, в эти периоды коэффициенты корреляции рядов данных на сети станций невысокая ( $k < 0.2$ ). Особо следует отметить всплеск СА октября 2011 г. Из более 130 значимых с  $M \geq 4$  сейсмических событий ни одно не вышло из области между северным и восточным Анатолийским разломами. Все это является доказательством верности нашего предположения о двух путях разрядки накапливающихся тектонических напряжений: северо-западном по Анатолийским разломам и северо-восточном по разломам Кавказа.

Анализ вариаций КС представленный на рис. 4 (а – более наглядно) приводит нас к выводу, что затухающая геодеформационная волна вызвала всплеск СА 2008 г., после затухания - всплеск СА 2010 г., затем основная разрядка накопившихся тектонических напряжений всплеск (октябрь, ноябрь) 2011 г. и, наконец, выравнивание остаточных напряжений - всплески 2012 г.

Вероятно, что именно экзогенное воздействие на Землю и вызывает увеличение сейсмичности выше “фонового” значения в рассматриваемой области.

#### **Выводы:**

1. Волнообразный характер движения рассматриваемых Аравийской и Африканской плит есть причина наблюдаемого, в рассматриваемой области, своеобразного “волнового” движения эпицентров сейсмических событий.

2. Периодически наблюдаемое волновое изменение КС есть распространение затухающей геодеформационной волны от дополнительного экзогенного воздействия на Землю, как планету в целом.

#### **Литература**

1. *Алиев И. А., Магомедов А. Г., Идармачев А. Ш.* Комплексный анализ данных геофизических и геохимических наблюдений в сейсмоактивной области Дагестана / Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы / Воронеж 2012, стр. 95 – 99

2. *Идармачев Ш.Г.* Вариации кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах Дагестана // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Махачкала. 2009. С.27

3. *Черкашин В.И.* и др. Тектоническая карта Дагестана (под редакцией Ю.Г.Леонова) / Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 60, Махачкала, 2012, с.130

4. [www.emsc-csem.org](http://www.emsc-csem.org)

5. *Идармачев Ш.Г., Алиев М.М.* и др. Станция для электрического зондирования «Георезистор» // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Воронеж. 2001. С. 86-87

6. *Kadirov Fakhraddin et al., 2008.* Some new data on modern tectonic deformation and active faulting in Azerbaijan (according to Global Positioning System Measurements). Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences. The Sciences of Earth. №1 p.82-88.

7. *Ф.А. Кадиров, А.Г. Кадыров* и др. Сейсмическое районирование южного склона Большого Кавказа по фрактальным особенностям землетрясений, напряженному состоянию и по данным GPS скоростей. Физика Земли, 2013, № 4, с. 111-119

8. *Н.М. Булаева, О.Н. Галаганов* Спутниковый мониторинг современных геодинамических движений на территории Дагестана // НТЖ Мониторинг. Наука и Технологии. № 1(2). 2010, с.27-35

9. Алиев И.А., Магомедов А.Г., Идармачев А.Ш. Анализ вариаций сейсмичности в Черноморско-Кавказско-Каспийском регионе // Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып. 58, Махачкала, 2012, с.119-124
10. Абдуллаев Ш.-С.О., Алиев И.А., Идармачев Ш.Г., Романов Н.Т. Связь вариаций электрического сопротивления горных пород с сейсмичностью на территории Дагестана. // Вестник ДНЦ РАН. № 7. 2000. с.37-40.
11. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М. и др. «Вариации кажущегося сопротивления горных пород в скважине в сейсмоактивном районе Дагестана» / Вестник ДНЦ РАН. 2012. №46. стр. 18 – 21. 12. Алиев И.А., Алиев М.М. и др. Синхронные наблюдения вариаций кажущегося сопротивления горных пород на сети пунктов в сейсмоактивной области / Мониторинг и прогнозирование природных катастроф./ Тр. ИГ ДНЦ РАН, вып.56, Махачкала, 2010. С. 171-175.
12. Алиев И.А., Алиев М.М. и др. Анализ вариаций кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивных районах // Сб. трудов Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Махачкала.2009.№55. стр.310-315
13. Алиев И.А., Идармачев Ш.Г. и др. Анализ вариаций кажущегося сопротивления горных пород на измерительном пункте Махачкала 2007-2009 гг. // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Материалы научно-практической конференции к 55-летию Института геологии ДНЦ РАН // Сб. Тр. ИГ.ДНЦ РАН, выпуск № 57. Махачкала, 2011, ДИНЭМ, с. 283-286.
14. Идармачев Ш.Г., Алиев М.М. и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород в сейсмоактивном районе Дагестана// Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Материалы Всероссийской научно-технической конференции// Грозный: АН Чеченской Республики. 2011.с. 254-263
15. Абдуллаев Ш.-С. О., Идармачев Ш. Г., и др. Вариации кажущегося сопротивления горных пород, связанные с геодинамическими процессами в районе нефтегазового месторождения // Журнал «Вулканология и сейсмология»// 2011. №3. С. 155-170
16. McClusky S. et al. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. Journal of Geophysical Research, 2000, 105, B3, pp.5695-5719.
17. Vernant Ph. et al. Present – day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 2004, 157, pp.381-398

## **АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ГАЗОВОГО СОСТАВА ИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН НА СЕТИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНА**

*Алиев И.А., Черкашин В.И., Абдуллаев Ш.-С.О., Магомедов А.Г., Мусаев М.А.  
Институт геологии ДНЦ РАН*

Важным аспектом исследований, направленных на создание средств геохимического прогноза землетрясений, являются вопросы, связанные с повышением надежности выводов, полученных на этапе обработки поступающих данных после их лабораторного анализа. Анализ должен позволять выделять особенности динамики наблюдаемого геохимического параметра и его связь с тектоническим фактором.

В 80 – тые годы XX века большой интерес исследователей, занимающихся обработкой и интерпретацией геохимических параметров, вызывал аппарат математической статистики, как основное средство выявления, анализа и описания связей между динамикой геохимической системы и подготовкой сейсмического события [1,2]. Однако многолетние исследования привели к другому выводу. Использование для проводимого анализа - дисперсии содержания гелия скважинах с целью предсказания сейсмических событий заманчиво, но нецелесообразно. За последние 30 лет использования статистического анализа динамики концентраций компонентов газов в подземных водах не было ни одного предсказания значительного сейсмического события. Сами основоположники метода академик Барсуков В.Л. и д.г.-м.н. Беляев А.А. отказались от такого анализа. На рис.1 показаны вариации содержания гелия на измерительном пункте Заузенбаш за январь 2012 года. Как видно на рис.1: (а)- сами вариации гелия, а (б и в) - дисперсия вариаций гелия (вычисления с шагом по 5 и 10 значений). Как видно из рисунка меняя шаг выборки для построения графика можно смещать максимум кривой вправо или влево, т.е. подогнать результаты к произошедшему сейсмическому событию, или “предсказать” его. Поэтому напрашивается вывод, что использование для анализа геохимических данных - дисперсии вариаций содержания газов в изливающихся скважинах с целью предсказания сейсмических событий и др. приводит к ошибочным результатам.

Длительные наблюдения за вариациями геохимических параметров на сети станций ИГ ДНЦ РАН [3] привели нас к выводу, что только данные, полученные на сети наблюдательных пунктов, а не одиночные наблюдения приведут к успеху.

Геохимические данные нашей сети, вариации гелия за 2010 год, представлены на рис.2. В большинстве случаев, сейсмическим событиям сопутствует соответствующее повышение или спад величины гелия. В период серии сейсмических событий с максимальными магнитудами 4,7 и 5,7 в августе 2010 г. наблюдаются минимальные значения вариаций гелия, и максимальные значения коэффициента корреляции между рядами полученных данных. Результаты проведенных режимных наблюдений показывают, воздействие сейсмических событий на вариации гелия газовой составляющей исследовательских скважин.

В период значимых сейсмических событий с  $M \geq 4$  и глубиной очага от 4 до 45 км наблюдаются максимальные значения коэффициента корреляции между рядами данных концентрации гелия в изливающихся скважинах, на сети наблюдательных пунктов ИГ ДНЦ РАН. Доведение пунктов наблюдений за вариациями геохимических параметров до пяти, с установкой на них аппаратуры экспресс анализа в комплексе с наблюдениями геофизических параметров позволило бы эффективнее решать проблемы сейсмичности на территории Дагестана.

#### Выводы:

- Использование для анализа геохимических данных - дисперсии вариаций содержания газов в изливающихся скважинах с целью предсказания сейсмических событий и др. приводит к ошибочным результатам.

- максимальные значения коэффициента корреляции между рядами данных концентрации гелия в изливающихся скважинах в период значимых сейсмических событий с  $M \geq 4$  и глубиной очага от 4 до 45 км позволяют считать эффективными наблюдения за этим параметром на сети наблюдательных пунктов ИГ ДНЦ РАН.

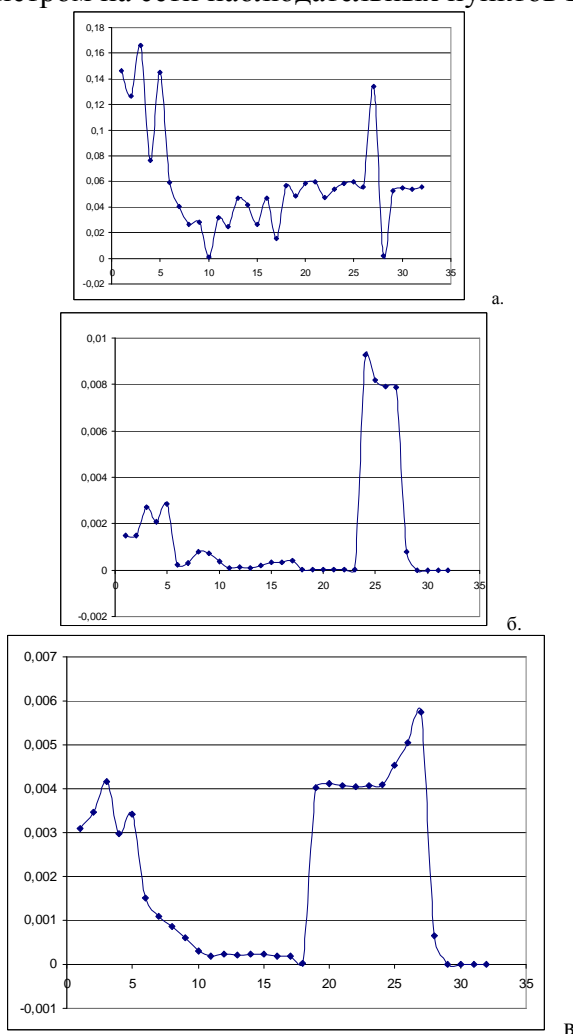


Рис.1 Вариации содержания гелия на измерительном пункте Заузенбаш за 01.2012г. - а, дисперсия вариаций гелия (с шагом 5) – б, (с шагом 10) – в.

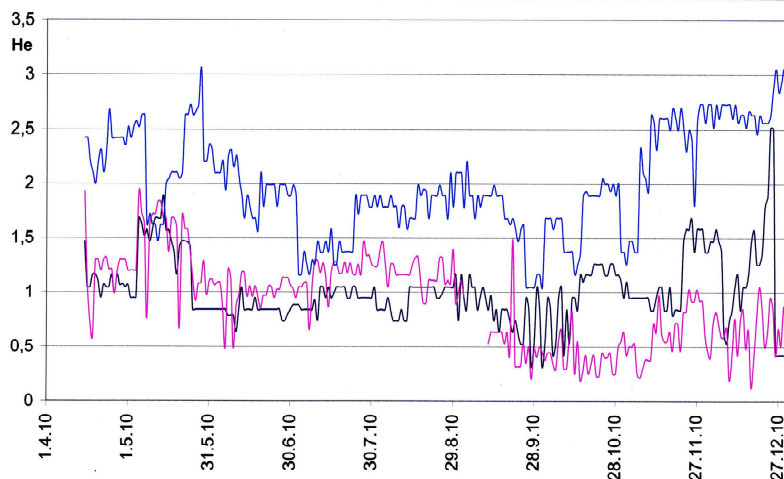


Рис.2 Вариации (С x 0,001 об %) **He** на исследовательских пунктах ИГ ДНЦ РАН за 2010г.

#### Литература

1. Барсуков В.Л. и др. Возможность использования статистических оценок изменчивости содержания гелия в термальных водах для прогноза землетрясений // *Геохимия*, 1982, №11, стр.1614-1620.
2. Барсуков В.Л. и др. Использование дисперсии содержания гелия в подземных водах для прогноза землетрясений. М.: Наука, 1985. стр148-153.
3. Алиев И.А., Магомедов А. Г., Идармачев А. Ш. Комплексный анализ данных геофизических и геохимических наблюдений в сейсмоактивной области Дагестана / *Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы* / Воронеж 2012, стр. 95 - 99

### АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ЦЕЛЯХ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

*Асманов О.А., Адилов З.А., Даниялов М.Г.  
Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

Для изучения сейсмичности Дагестана используются инструментальные данные из разных источников. До 1975г. достаточно полно сейсмостатистика опубликована в «Новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР» [1], более подробные данные появились с началом работы сети сейсмостанций Института физики ДФ АН СССР, организованной в 1974 году.

Наиболее сильные ( $M \geq 4,0$ ) землетрясения Дагестана в временном интервале 1962-2008 гг., для которых определены макросейсмические поля, приведены в таблице 1. Представительный класс землетрясений на изучаемой территории для кавказской сети инструментальных наблюдений был на уровне  $K \geq 11$  ( $M = 3,8$ ).

Важно отметить, что за различные промежутки времени уровень представительности класса землетрясений ( $K_{min}$ ) менялся. В интервале с 1962 г. по 1970 г. представительными являлись землетрясения с  $M \geq 3,5$  ( $K \geq 10$ ), с 1970 г. по 1985 г. –  $M \geq 3,0$  ( $K \geq 9$ ), а с 1986 по 2008 гг. –  $M \geq 2,5$  ( $K \geq 8$ ).

На рис. 1 приведены изосейсты сильных землетрясений территории Дагестана (1962-2002 гг.) [3,4].

Выделяются следующие сейсмоактивные зоны:

**1. Дагестанский клин.** Эта область характеризуется наибольшей плотностью эпицентров. В этом районе в прошлом отмечен ряд сильных землетрясений, в том числе разрушительное землетрясение 1830 года. Последнее разрушительное землетрясение интенсивностью сотрясений 9 баллов произошло здесь 14 мая 1970 года с  $M \geq 6,6$ . Эта зона характеризуется также большим числом ощутимых и сильных ( $4,0 \leq M \leq 5,6$ ) землетрясений. Здесь же с 1970 по 1999 гг. произошли 7 землетрясений интенсивностью выше 7 баллов и 5 землетрясений интенсивностью 6 баллов.

Каталог землетрясений на территории Дагестана с 1962 по 2008 гг. с  $K \geq 11$ 

№	Дата	$T_0$	$\varphi$	$\lambda$	h	M	$I_0$	Источник
1	04.03.1964	17-33	43,6	46,0	5	4	6-7	1
2	17.01.1965	02-13	43,12	47,14	12	4,1	5-6	1
3	02.03.1966	02-37	43,03	45,71	16	4,9	7	1
4	20.04.1966	16-42	41,57	47,95	16	5,4	8	1
5	14.05.1970	09-20	42,99	47,11	17	5,7	7-8	1
6	14.05.1970	18-12	43,05	47,02	13	6,6	9	1
7	14.05.1970	18-15	43,02	47,22	9	5,5	8	1
8	16.05.1970	21-26	42,95	47,08	11	4,3	6	1
9	17.05.1970	06-49	43,08	46,95	11	5,2	7	1
10	08.06.1972	17-25	42,95	46,91	11	4,5	6	1
11	14.12.1973	09-11	42,0	48,45	70	5,1	6	1
12	04.08.1974	15-06	42,20	45,93	23	5,1	6-7	1
13	13.11.1974	02-36	42,68	46,55	5-10	4,7	7	1
14	23.12.1974	05-22	43,0	46,86	6	5	7	1
15	09.01.1975	23-09	42,88	47,15	8	5,3	8	2
16	12.01.1975	13-51	42,83	47,05	12	4,3	6	2
17	13.01.1975	07-58	42,97	46,93	10	4,8	5-6	2
18	27.02.1975	03-33	42,83	46,98	5-6	3,9	6	2
19	20.06.1975	13-53	42,54	47,83	8	4,3	6	2
20	10.08.1975	03-17	41,58	47,75	6	3,8	6	2
21	20.10.1975	03-19	41,6	48,0	9	4	6	2
22	28.07.1976	20-18	43,06	45,27	15	6,4	8	2
23	14.07.1977	16-35	42,67	47,28	8	4,5	6	2
24	26.05.1978	13-43	42,1	46,33	50	5	6	2
25	03.05.1988	09-15	42,32	47,75	10	5	7	2
26	03.01.1990	08-25	42,1	48,17	5	4,7	7	2
27	15.02.1992	12-52	42,66	46,54	5	4,7	7	2
28	31.01.1999	05-08	43,11	47,02	17	5,6	7	2
29	21.02.1999	18-16	42,99	46,95	25	5,1	6	4
30	11.10.2008	09-06	43,11	46,15	10-12	5,7	7-8	10

**2. Восточная часть Терско-Сунженской складчатой зоны** прослеживается с юга от р. Терек, с востока от Гудермесского хребта до Сулакского тектонического выступа, с юга Черногорским хребтом. Все границы оконтуриваются региональными глубинными разломами. Эта зона сочленяющаяся с областью Дагестанского клина характеризуется высоким уровнем сейсмичности. Здесь часто отмечаются землетрясения с магнитудой  $M \geq 4$  (рис.1) [1,2,8,9,10,11].

**3. Юго-восточная высокогорная сейсмоактивная зона** расположена в западной части горного Дагестана и охватывает Бежтинскую синклиналь, а также Богосский и Андийский хребты. При землетрясениях с максимальной интенсивностью  $4,7 \leq M \leq 5,1$  сила сотрясений достигла 6-7 баллов [12,13,14,15]. Карты изосейст обследованных здесь сильных землетрясений показывают обширную 6 балльную зону сотрясений. Зоны 7 балльных сотрясений локальны и незначительны по площади.

**4. Южно-Дагестанская зона** характеризуется достаточной частотой происходящих землетрясений с магнитудами  $4,7 \leq M \leq 5,4$ . Сила землетрясений здесь достигла 7-8 баллов. В результате разрушительного землетрясения 1966 года десятки населенных пунктов в Южном Дагестане были перенесены на другую территорию [2,16,17,18,19,20,21] из-за обширных поверхностных сейсмодиформаций, уничтоживших здания, сельхозугодия.

**5. Морская зона Среднего Каспия**, включающая в себя прилегающую прибрежную полосу Каспийского моря протяженностью около 120км, по историческим данным является высокосейсмической зоной. В рассматриваемый период здесь максимальные по энергии землетрясения достигли магнитуды  $M = 5,5$ . Сила сотрясения в эпицентре достигла 6-7 баллов.



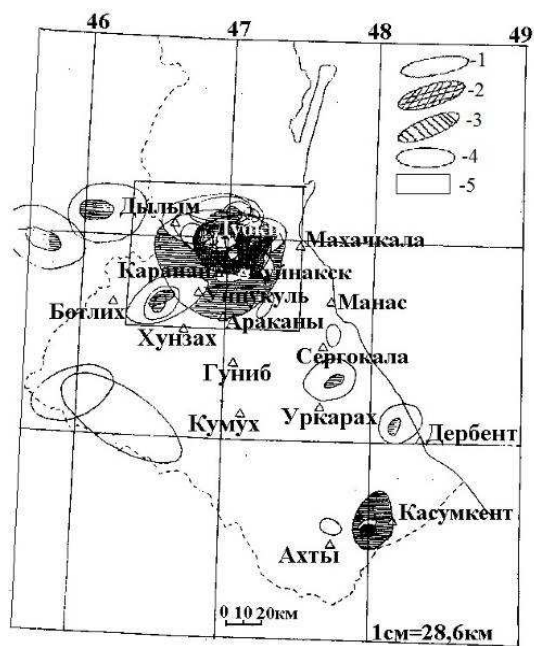


Рис.1. Изосейсты сильных землетрясений территории Дагестана (1962-2002): 1 – изосейсты, построенные на основании специальных обследований разрушительных землетрясений; 2 - 8-9 балл; 3 - 7 балл; 4 - 6 балл; 5 - территория Дагестанского клина.

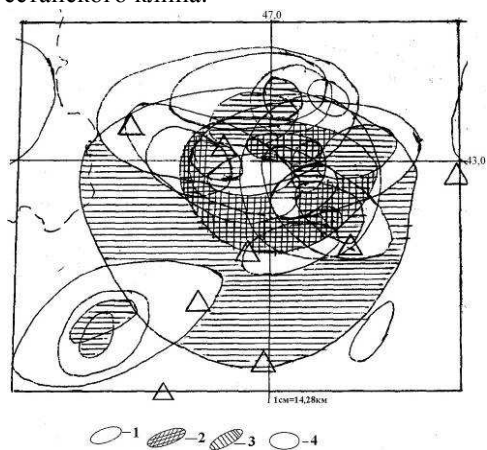


Рис. 1а. Территория Дагестанского клина.

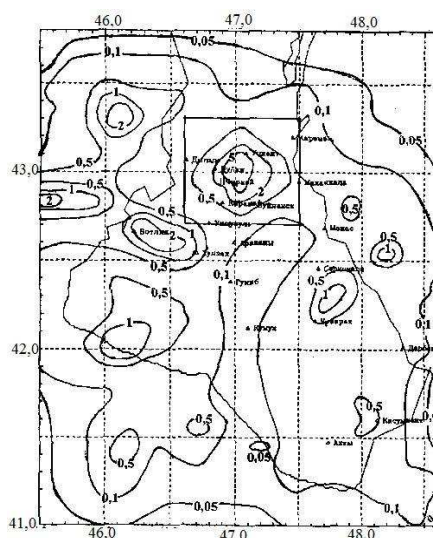


Рис. 2. Карта активности  $A_{10}$  за 1962-2008гг. территории Дагестана.

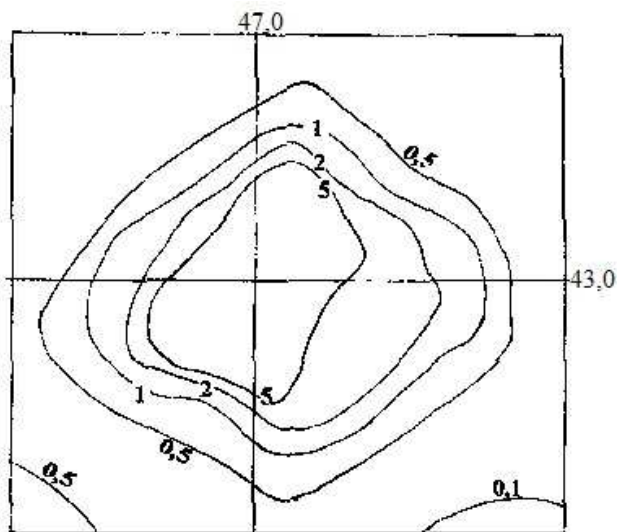


Рис. 2а. Карта активности  $A_{10}$  за 1962-2008гг. территории Дагестанского клина



На основании этих данных нами была построена по методике Ю.В. Ризниченко карта сейсмической активности в единицах  $A_{10}$  (рис. 2) при  $N_{\Sigma} = 5$ ;  $K_0 = 10$ ;  $K_{\min} = 10$ . Коэффициент графика повторяемости  $\gamma = 0,51$ .

На карте  $A_{10}$  наблюдаются 7 зон повышенной активности. Значения  $A_{10}$  возрастают до  $A_{10} = 5$  в тектонической области Дагестанский клин.

### Карта максимально возможных землетрясений по сейсмологическим данным.

Представление о максимально возможных магнитудах на исследуемой территории дает карта, на которой приведены их изолинии (рис.3). При выделении очаговых зон с возможными максимальными землетрясениями необходимо использовать реальные геометрические размеры очагов путём перехода от понятия точечности очагов к их геометрическим размерам. Очаг землетрясения при этом рассматривается как область необратимых деформаций, развивающихся в процессе разрушения среды.

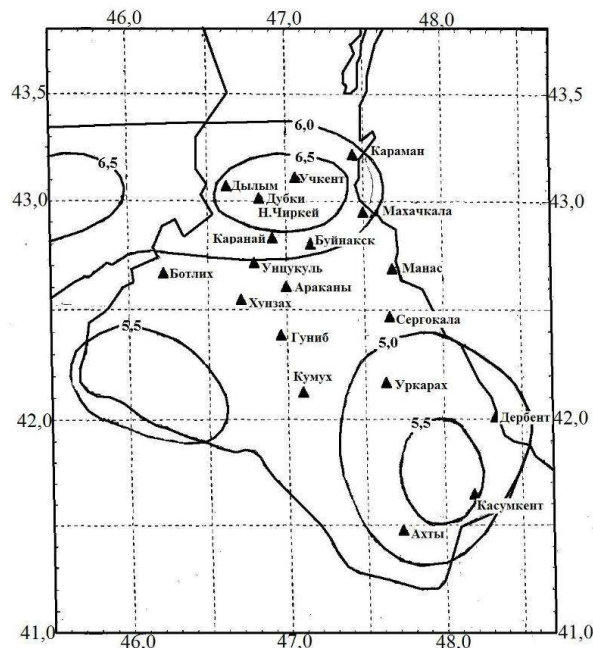


Рис. 3. Карта сейсмической опасности по данным за 1962-2008 гг.

При оценке размеров очага в ряде работ [25,26] устанавливаются частные эмпирические зависимости, дающие наилучшие аппроксимации наблюдаемых данных. Примером таких осреднений являются эмпирические соотношения Н.В.Шебалина [25]:

$$\lg l_x = 0,5 M_L - 1,8 \text{ при } M_{LH} < 5; \lg l_z = 0,7 M_{LH} - 2,8 \text{ при } M_{LH} > 5; \quad (1)$$

где  $l_x$ -горизонтальная,  $l_z$ -вертикальная протяженность очагов землетрясений, а также известные соотношения, полученные Ю.В. Ризниченко для длины и ширины очага:

$$\lg l = -1,289 + 0,44M_{LH}; \lg W = -1,448 + 0,401M_{LH} \quad (2)$$

Для территории Дагестана для разных очаговых зон нами были получены разные корреляционные зависимости между размерами очага  $L_K$  (км) и энергией землетрясения, среднестатистические расстояния  $\delta_K$  (км) между соседними эпицентрами ближайших пар сейсмических очагов:  $L_K = 10^{0,134K-0,32}$  и  $\delta_K = 10^{0,14K-0,64}$  для очаговой зоны Кизилюртовского землетрясения,  $L_K = 10^{0,128K-0,058}$  и  $\delta_K = 10^{0,12K-0,12}$  для зоны Курчалойского землетрясения.

Макросейсмический материал дает информацию об ориентации очага при проявлении анизотропии макросейсмического поля, связанной в первую очередь с влиянием разломов на сейсмическое излучение [24]. После обобщения всех указанных материалов были выделены наиболее вероятные ориентации главных осей очаговых зон землетрясений рассматриваемой территории (рис.3).

## Литература

1. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР (с древнейших времён до 1975 г.) / отв. редактор Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин. М.: Наука, 1977г., с.69-160.
2. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана (макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в.н.э. до 2005 года) отв.ред. Р.А.Левкович. Махачкала, 2007 г., с.393.
3. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970г. – М.: Наука, Т -1,1980г., с.218.
4. Дагестанское землетрясение 14 мая 1970г. – М.: Наука, Т -2,1981г., с.260.
5. Салатауское землетрясение 23 декабря 1974 г. в Дагестане./ Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г. и др. В кн. «Землетрясение в СССР в 1975 г.» - М.: Наука, 1978г., с.44-52.
6. Буйнакское землетрясение 9 января 1975 г. / Левкович Р.А., Асманов О.А., Крамынин П.И. и др. В сб. Сейсмический бюллетень Кавказа 1975 г. Тбилиси: Мецниереба, 1977 г., с. 171-192.
7. Чиркейское землетрясение 8 июня 1972г./ Асманов О.А., Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А. В сб. Бюллетень сети сейсмических станций Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1974 г., с. 205-209.
8. *Майсурабзе О.М.* Чечено-Ингушское землетрясение 2 марта 1966 г. «Сообщение АН ГССР», 1967 г., 46, №3.
9. *Ананьин И.В.* Аргунское землетрясение 2 марта 1966 г. В кн. Землетрясение в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970 г.
10. *Габсаторова И.П., Пойгина С.Г., Малянова С.П.* Исследование магнитудных оценок Курчалойского землетрясения 11.10.2008 г. на Северном Кавказе. В кн. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы 4-ой Международной сейсмологической школы. Обнинск, ГС РАН, 2009 г., с. 37-43.
11. Отчёт о работе ДФ ГС РАН за 2008 г. Махачкала, 2009 г.
12. Киятлинское землетрясение 13 ноября 1974 г. в Дагестане / Асманов О.А., Арефьев С.С., Каспаров С.А. и др. В кн. Землетрясения в СССР в 1975 г. – М.: Наука, 1978 г., с.37-43.
13. Тлохское землетрясение 15 февраля 1992 г. / Асманов О.А., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. – В сб. Землетрясения Северной Евразии в 1992 г., М.: 1997 г., с.22-28.
14. *Асманов О.А., Арефьев С.С., Идармачев Ш.Г.* и др. Бежтинское землетрясение 4 августа 1974 г. . В кн. Землетрясения в СССР в 1975 г. – М.: Наука, 1978 г.
15. *Папалашвили В.Г., Кулиев Ф.Т., Левкович Р.А., Агамерзоев Р.А.* Глярятинское землетрясение 26 мая 1978 г. Сейсмический бюллетень Кавказа, 1979 г. - Тбилиси: Мецниереба, 1982 г., с. 209-214.
16. *Ананьин И.В., Кулиев Ф.Т.* Касумкентское землетрясение 20.04.1966 г. – В кн. Землетрясения в СССР в 1966 г. М.: Наука, 1970 г.
17. *Махатадзе Л.Н.* Касумкентское землетрясение 20.04.1966 г. (инженерное обследование)- бюллетень сейсмических станций Кавказа июнь – декабрь 1973 г. Тбилиси, 1974 г.
18. *Асманов О.А., Арефьев С.С., Левкович Р.А.* Карахское землетрясение 10.08.1975 г. В кн. Землетрясения в СССР в 1975 г. М.: Наука, 1978 г.
19. *Асманов О.А., Гаджиев С.О., Левкович Р.А.* Киччи-Гамринское землетрясение 3.05.1988 г. В сб. Землетрясения в СССР в 1988 г. М.: Наука, 1990 г.
20. *Ревельс И.А., Тагиров Б.Д., Левкович Р.А.* и др. Отчёт по теме: «Макросейсмические обследования последствий Дагогинского землетрясения 3.01.1990 г.» Фонды ДГПИ, Махачкала 1990 г., с.64.
21. *Рустанович Д.Н., Смирнова М.Н., Кузнецов В.П.* и др. Землетрясения в районе Касумкента. В сб. Сейсмический бюллетень Кавказа 1975 г., Тбилиси: Мецниереба, 1977 г., с. 117-129.
22. *Ризниченко Ю.В.* Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности./ Физика Земли – 1964 г., № 7, с.969-977.
23. Северный Кавказ / Асманов О.А., Левкович Р.А., Магомедов А.М., Смирнова М.Н. В кн. Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980 г., с.120-126.
24. *Левкович Р.А., Асманов О.А.* Влияние разломной тектоники на формирование макросейсмического поля сильных землетрясений Дагестана. В сб. Сейсмический режим территории Дагестана. Тр./ Института Геологии Даг. ФАН СССР, 1977 г., № 1, с.46-55.
25. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974 г., с.54.
26. *Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. В сб. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976 г., с.9-27.
27. *Варазанашивили О.Ш.* Очаговые зоны землетрясений Кавказа. В кн. Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980 г., с.257-264.

## МОДЕРНИЗАЦИЯ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДАГЕСТАНА

*Мирзалиев М.М.*

*Дагестанский филиал ГС РАН*

**Аннотация.** Приводится краткая техническая характеристика регистрирующей сейсмологической аппаратуры, установленной на сейсмостанциях ДФ ГС РАН, и вкратце описывается дальнейшее направление по модернизации наблюдательной сейсмологической сети Дагестана.

Дагестанский филиал ГС РАН осуществляет контроль за развитием сейсмической ситуации в одном из наиболее сейсмоопасных регионов страны, где интенсивность землетрясений достигает 9 баллов, а по характеру и масштабности грунтовых палеосейсмодислокаций и больше 9 баллов.

Объектом исследования Дагестанского филиала ГС РАН является геологический феномен - землетрясение, рассматриваемый в нескольких аспектах, основными из которых являются сейсмический режим и уровень сейсмической опасности; природа сейсмогенеза (в том числе и «техногенных» землетрясений), сопутствующие подготовке землетрясения, изменения физических, геохимических и других полей, рассматриваемых, как предвестники землетрясений с ориентацией на выход в последующем на прогноз землетрясений.

В настоящее время на территории Дагестана развернута сеть сейсмических наблюдений, которая позволяет фиксировать сейсмические события различного масштабного уровня.

Для проведения сейсмологических и др. наблюдений с целью изучения сейсмического режима территории Дагестана и сопредельных районов, а также поиска предвестников землетрясений коллектив ДФ ГС РАН обеспечивает решение следующих основных задач:

- Производство режимных круглосуточных непрерывных сейсмологических и др. наблюдений;
- Проведение работ по определению уровня сейсмических помех на сейсмостанциях для выбора оптимальных параметров регистрирующих каналов;
- Текущая и сводная обработка материалов наблюдений и подготовка их к публикации сводок о землетрясениях;
- Проведение макросейсмических и инструментальных исследований в эпицентральной зоне в случае сильных землетрясений.

Чтобы решить поставленные задачи в рамках ДФ ГС РАН, задействованы 16 сейсмических, 1 геохимическая и 2 геофизических станции и пунктов наблюдений.

Схема расположения наблюдательной сети ДФ ГС РАН указана на рис.1.

Для контроля за возможностью возникновения техногенных землетрясений и в связи с вводом в разработку нефтяных и газовых месторождений в акватории Среднего Каспия и активных разведочных работ в Кизлярском заливе с октября 2011г. функционирует сейсмостанция «Юрковка» с аналоговой формой записи на стандартной сейсмологической аппаратуре.

Инструментальные сейсмологические наблюдения проводятся с аналоговой записью на фотобумаге со сменой сейсмограмм 2 раза в сутки. Скорость развертки 60 мм/мин. Для изучения вариации геохимических параметров, связанных с сейсмической активностью, задействован 1 пункт с использованием газохроматографа типа ЛХМ-8 МД.

На геохимической станции проводятся измерения газовых компонентов, таких как гелий, водород, азот, кислород и др., а также изменения дебита и температуры самоизливающейся воды из скважины.

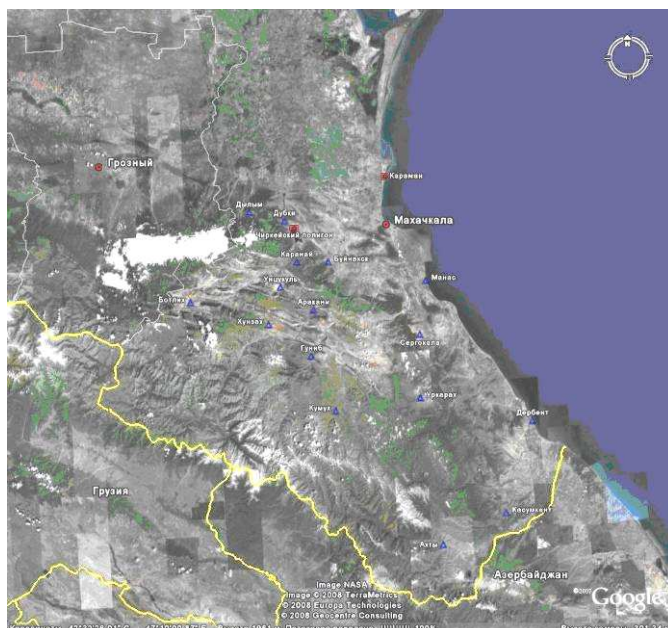


Рис.1. Размещение наблюдательной сети ДФ ГС РАН.

Таблица №1

Комплектация сейсмостанции приборами и коэффициент увеличения каналов показаны в таблице №1.

№ п/п	Станция Код.	Координаты		Тип приборов			Ком п	Y <sub>max</sub>	T <sub>max</sub>	ПРУОП ШК-2
		h, м	φ, °N	λ, °E	Регис тр.	Гальв.				
1	Аракани ARKR	42,6021 760м	46,9942	РС-II	М-1031	СМ-3	Z	10334	0,2-0,9	Шунты
						СМ-3	N	10852	0,2-1,0	
						СМ-3	E	436	0,2-0,8	
2	Дылым DLMR	43,0730 660м	46,6187	РС-II	М-1031	СМ-3	Z	12348	0,25-0,85	Шунты (панель)
						СМ-3	N	11748	0,25-1,0	
						СМ-3	E	686	1,1-1,3	
3	Каранай KRNR	42,8267 1250м	46,9053	РС-II	М-1031	СКМ-3	Z	21173	0,3-0,65	ПРУОП
						СКМ-3	N	21907	0,3-0,7	
						СКМ-3	E	209	0,3-0,7	
4	Касумкент KSMR	41,6023 930м	48,1246	РС-II	М-1031	СМ-3	Z	11752	0,15-0,75	ПРУОП
						СМ-3	N	10271	0,15-0,8	
						СМ-3	E	104	0,15-0,9	
5	Кумух KMKR	42,1287 1895м	47,0977	РС-II	ГК-VII	СКМ-3	Z	17313	0,15-0,8	Шунты (панель)
						СКМ-3	N	18340	0,3-0,7	
						СКМ-3	E	239	0,2-0,7	
6	СергокалаS GKR	42,4576 560м	47,6556	ОСБ-VI	ГБ-III	СМ-3	Z	2534	0,1-1,1	Шунты
						СМ-3	N	2621	0,1-1,0	
						СМ-3	E	51	0,1-1,1	
7	УнцукульU NCR	42,7155 780м	46,7929	РС-II	М-1031	СКМ-3	Z	15917	0,2-1,1	Шунты (панель)
						СКМ-3	N	15366	0,2-1,1	
						СКМ-3	E	392	0,2-1,2	
8	Юрковка	44,1754	46,6964	РС-II	М-1031	СМ-3	Z	7769	0,3-1,0	ПРУОП
						СМ-3	N	7957	0,3-0,9	
						СМ-3	E	530	0,4-1,1	

В таблицах №2 и №3 приводятся подробные сведения о параметрах сейсмоприёмников и гальванометров, используемых на стационарных сейсмостанциях и при организации экспедиции в эпицентральной зоне.

Таблица №2

Параметры сейсмоприёмников

Тип с/пр	Ls	Ks	Rsg	Rsd	Ssg	Ssd	$\alpha_{sg}$	$\alpha_{sd}$	Ts
СМ-3	0.085	0.009	55	55	12- 18	12-18	10-21	10-21	<2
СМ-3В	0.085	0.009	2000	50	130	12- 18	1120	10-21	<2
вэгик	0.10	0.01	45	45	15-20	15-20			<2
скм-3	0.165	0.305	50	50	90 - 100	90-100	60-80	60-80	<2
С-5-С	0.43	0.68	95	95	12.5	6.3			<5
ВБП-3	0.65	2.3E-4	55	-	0.1	-			1.6
ОСБ-2М	-	0.04	4	-	15	-			0.2

Таблица №3

Параметры гальванометров

Тип гальв.	Tg	Fg	Sg	Pg <sup>-8</sup>	R <sub>g</sub>	R <sub>кр</sub>	A	Приме- нение
М1031/1	1.2	0.83	77000	1.3	49	850	1	
М1031/2	0.6	1.66	83000	1.2	82	320	-	
М1031/3 М1031/4	0.4 0.3	2.5 3.33	40000 22000	2.5 4.5	75 72	200 135	-	Регистр РС-2
ГБ-1П-Б-2.5	0.4	2.5	70000		60	3000	0.3/0.15	Осцил. Н700 Н041
ГБ-Ш-3	0.2	5	45000	2.2	150	3400	-	ОСБ-6
ГБ-Ш-Б-5	0.2	5	17000	5.8	58	1500	-	
ГБ-IV-С-Ю	0.1	10	50000	2	54	1200	-	
ГБ-1У-СИ-10	0.1	10	30000		65	8500	-	Осцил. Н700
ГБ-1У-В-3	0.008	120	2500		52	175	-	Н041
М001.А	0.0125-	80	1400		35	180	0.3	
М001.2	0.0025	400	270		40	30	0.3	
М12.1 (.2)	0,1	10	70000		175	2300	0,3	
М10-20	0.05	20	60000		150	3500	0,3	Осцил. Н044.3
М1 0-80	0,0125	80	7000		70	500	0,3	

Сейсмические станции наблюдательной сети оснащены стандартными комплектами аппаратуры для фотогальванометрической записи на базе регистров типа РС-II м, ОСБ -6 и сейсмометров СКМ-3, СМ-3. На двух станциях для повышения коэффициентов увеличения каналов при работе с регистром и ОСБ-6 использованы сейсмометры СМ-3КВ. На всех сейсмостанциях ведется трехкомпонентная запись на двух уровнях чувствительности, каналом пониженной чувствительности выбран канал с ориентацией E-W, каналы, ориентированные по N-S и Z, настроены на высокую чувствительность с близкими между собой коэффициентами увеличения. Максимальная величина коэффициентов увеличения каналов ограничивалась с одной стороны техническими возможностями сейсморегирующей аппаратуры (при применении комплекта ОСБ-6 и СМ-3 КВ, коэффициент увеличения  $V \leq 7000$  на уровне  $0,9V_0$ ), с другой стороны уровнем микросейсмического шума, подавляющего полезный сигнал [1].

Для выбора участка расположения сейсмостанции проводилась предварительная работа по измерению общего фона микросейсм в выбранном районе. Для приморских станций регистрировался высокий уровень морских прибойных микросейсм на периодах  $T_m \geq 1,0$ сек. и амплитудах, превышающих уровень короткопериодных микросейсм. Для устранения влияния прибора проведена коррекция АЧХ каналов со сдвигом её в короткопериодную область с установкой сейсмоприемников  $T_s = 0,6$ сек. Значения коэффициентов увеличения заглубленных каналов на станциях различно и, в зависимости от поставленных задач, находится в пределах от 100 до 500 [3]. Отметки времени на сейсмограммы наносятся с помощью специальных часов типа GPS, предназначенные для аналоговых сейсмических станций.

Устройство GPS предназначено для выдачи сигналов минутной и часовой марки, синхронизированных с мировым временем. Сигналы минутной марки выдаются путём замыкания на 1 секунду контактов внешней сигнальной цепи. Сигналы часовой марки – путём замыкания контактов на 2 секунды. По программе модернизации наблюдательной сети с целью повышения качества информативности получаемой сейсмической информации ДФ ГС РАН за последние годы установили 8 цифровых сейсмических станций типа SDAS и UGRA, а до конца 2013 года установим ещё 1 цифровую станцию типа UGRA на сейсмостанции «Караман». Цифровые станции позволяют вести регистрацию в непрерывном режиме на 6 каналах (3-низкая, 3-высокая чувствительность). Динамический диапазон регистрации сейсмических событий составляет 96 дБ (16 разрядов АЦП), частотный диапазон составляет 0-30 гц. Частота квантования при оцифровке задается в пределах от 20 до 100 отсч/сек [2].

Все цифровые станции подключены к сети Интернет и работают в режиме реального времени.

Количество сейсмостанций Дагестана указано в таблице 4.

Таблица 4

Количество сейсмостанций наблюдательной сети Дагестана.

Года \ Станции	2007	2008	2009	2010	2011	2012
Аналоговые	16	14	14	11	10	9
Цифровые	-	2	2	5	6	7

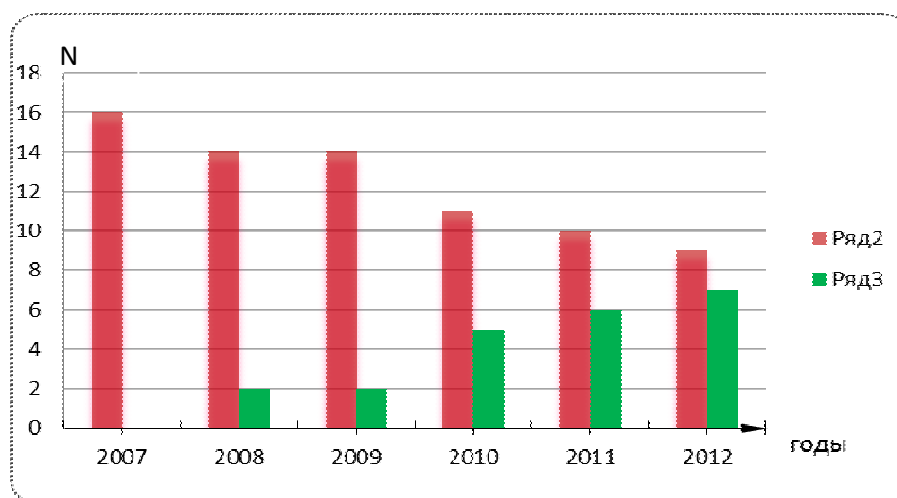


Рис. 2. Динамика модернизации наблюдательной сети ДФ ГС РАН.

где: N – количество сейсмостанций; Ряд 2 – аналоговые сейсмостанции; Ряд 3 – цифровые сейсмостанции

Краткая характеристика и место установки цифровых станций показана в таблице №5.

## Аппаратура цифровых сейсмостанций

№ п/п	Станция код.	Координаты, h, м		Тип прибора	Переч. каналов	Част. диап.	Част. опросов	Разряд АЦП
		$\varphi, ^\circ N$	$\lambda, ^\circ E$					
1	Дубки DBC	43,0216 850м	46,8410	SDAS CM3-кв	SH(NZE) SL(NZE)	0,5-30 0,5-30	50 50	16 16
2	Гуниб GNBR	42,3893 1210м	46,9638	SDAS CM3-кв	SH(NZE) SL(NZE)	0,5-30 0,5-30	40 40	16 16
3	Ботлих BTLR	42,6653 970м	46,2192	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16
4	Ахты АКТ	41,4793 1115м	47,7148	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16
5	Дербент DRN	42,0204 -20м	48,3318	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16
6	Хунзах XNZR	42,5451 1680м	46,7053	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16
7	Уркарах URKR	42,1649 1330м	47,6310	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16
8	Буйнакск BUJR	42,8208 480м	47,1039	UGRA CM3-кв	SHN SHZ SHE	0,5-30 0,5-30 0,5-30	50 50 50	16 16 16

С переходом на цифровую форму записи сейсмических событий значительно расширятся возможности изучения умеренной и слабой сейсмичности региона и уровень надежной регистрации землетрясений приблизится к энергетическому классу  $K \geq 6$ , за исключением некоторых участков прилегающей территории Грузии и Азербайджана. В течение непродолжительного периода времени в связи с заменой аналоговой формы записи сейсмических событий на цифровую, позволяет получить полную характеристику сейсмических событий для Дагестана и прилегающих территорий, значительно улучшится качество сейсмического материала, расширятся потенциальные возможности анализа получаемой информации. Модернизация аппаратуры с заменой аналогового оборудования на цифровое приведет к повышению чувствительности отдельных станций, не менее чем на 10-20%. Причиной этому послужит возможность повышения отношения сигнал/шум за счёт применения подобранных для каждой станции полосовых фильтров и поляризованного анализа записи. Модернизации наблюдательной сети необходимо не только для повышения чувствительности сети, улучшения точности определяемых параметров землетрясений, но и для ускорения процесса получения оценок землетрясений, что чрезвычайно важно для быстрого реагирования служб спасения при уже произошедшем разрушительном землетрясении.

Повышение чувствительности сети позволит повысить надежность и объективность результатов анализа напряженного состояния земных недр, что напрямую связано с решением задач прогноза землетрясений.

## Литература

1. «Аппаратура и методика сейсмических наблюдений в СССР». Наука. М. 1974 г. с. 240.
2. «Цифровая сейсмическая станция SDAS». Описание и инструкция по эксплуатации. Обнинск, 2004 г. с.94.
3. Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. и др. «Сейсмический мониторинг территории Дагестана (1998-2002 гг.)». Москва, 2003 г. с.178.

## СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА С 1971 ПО 1975 гг.

*Павличенко И.Н., Асманов О.А.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

**Аннотация.** Обобщены результаты пятилетних наблюдений сейсмичности территории Дагестана. Рассмотрено развитие сейсмического процесса, приведены количественные характеристики сейсмической активности и повторяемости землетрясений. Проанализированы параметры макросейсмических полей сильных землетрясений.

Дагестан является одним из сейсмоопасных регионов Северного Кавказа, который, в свою очередь, является наиболее сейсмоактивным в европейской части Российской Федерации и входит в состав одного из активнейших на всем земном шаре Альпийско-Гималайского сейсмоактивного пояса. 90 % территории нашей республики находится в 7-9 балльной зоне. Положение усугубляется еще и тем, что 57 % территории относится к горному рельефу, что способствует формированию больших сейсмодеформаций [1].

В дополнение к существующей естественной сейсмической активности отмечается и техногенная сейсмичность, связанная со строительством и эксплуатацией крупных гидротехнических сооружений с большими объемами водохранилищ на реке Сулак (Чиркейская, Ирганайская ГЭС и др.). Отмечено также усиление техногенной сейсмической активности и в результате интенсивной разработки существующих газовых, нефтяных месторождений в области «Дагестанского клина» и в шельфовой зоне Каспийского моря [2;3].

В 70-е годы сейсмическая активность Дагестана целиком была обусловлена интенсивностью современных тектонических движений. В 1971 году сейсмоактивность региона продолжала оставаться выше средней многолетней, а затем последовали одно за другим сильные землетрясения 1974, 1975 годов в пределах эпицентральной области 1970 года [4].

С 1973 года началась организация сети полигонных и региональных сейсмостанций. Тем самым стало возможно точно определять гипоцентры землетрясений, снизив уровень представительного класса до  $K=8$ , создав при этом условия для получения более четких представлений о сейсмогенерирующем объеме в целом. В 1975 году общее число станций возросло до шести (с/ст. «Махачкала», «Дербент», «Буйнакск», «Ахты», «Дубки», Дылым»), что позволило уверенно регистрировать на всей рассматриваемой территории землетрясения с  $K=9$ , а в пределах сейсмически активизировавшейся тектонической области Дагестанского клина - с  $K=7$  [5].

Сейсмические станции «Ахты» и «Дербент» находятся вблизи эпицентральных зон Южного Дагестана. Они удачно зарегистрировали 2 шестибалльных землетрясений, происшедших 10 августа и 20 октября 1975 года. Эпицентральные расстояния до сейсмостанции «Ахты» для этих землетрясений соответственно составляли  $\Delta=35$  и  $\Delta=60$  км.

Сейсмическая станция «Буйнакск» удачно зафиксировала Киятлинское землетрясение в ноябре 1974 года, Салатауское – 23 декабря 1974 года и оказалась в эпицентре восьмибалльного Буйнакского землетрясения 10 января 1975 года.

Сейсмостанция «Дубки» оказалась в эпицентре семибалльного землетрясения, происшедшего 23 декабря 1974 года.

Организация сейсмических станций положила начало качественно новому периоду в изучении сейсмичности территории Дагестана: с 1970 г. на вышеуказанных станциях был собран огромный материал, который существенно дополнил сведения о сейсмичности исследуемой территории.

В эти годы рутинная обработка сейсмологической информации проводилась стандартными методами, т.е. координаты гипоцентров землетрясений определялись



методом засечек, методом Вадати и методом изохрон. Всего было определено 1293 эпицентра, распределение которых приведено ниже по классам, в сводной таблице №1. Основную долю в суммарную величину сейсмической энергии вносят землетрясения высоких классов. Суммарная сейсмическая энергия этих землетрясений равна  $330,118 \cdot 10^{12}$  Дж.

В данной работе нами описаны землетрясения, произошедшие за период времени с 1971 года по 1975 год с энергетическим классом  $K \geq 5-14$  в пределах координат  $\varphi=41.0-43.8^\circ$  с.ш.,  $\lambda=45.5-48.7$  в.д. на площади  $S=85000$  км<sup>2</sup> [6].

В качестве общей характеристики рассмотрим распределение землетрясений по энергетическим классам в табл.1

Таблица 1.

Сводная таблица распределения числа землетрясений Дагестана по энергетическим классам и суммарная энергетическая энергия  $\Sigma E_c$  за 1971 -1975 гг.

Класс	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	$\Sigma E 10^{12}$ Дж
N	1	4	189	545	352	131	34	25	10	2	330,118

Распределение числа землетрясений (N) по энергетическим классам мы построили гистограмму (рис.1).

Анализируя диаграмму, можно сказать, что максимум числа зарегистрированных землетрясений приходится на 1974 и 1975 годы. Максимум выделившейся сейсмической энергии в 1972 и 1973 годах был относительно низким, но уже в 1974-75 гг. он резко повысился.

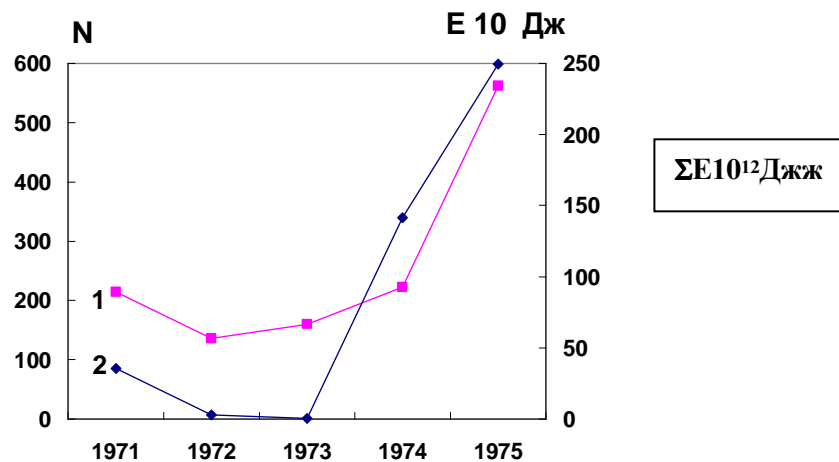


Рис.1. График распределения во времени чисел землетрясений (1) и высвободившейся при этом сейсмической энергии (2) (1971-1975 гг.).

Рассматривая распределение землетрясений по глубине, мы отмечаем возможность концентрации очагов землетрясений с определенными глубинами. Наиболее активный «очаговый слой» на глубинах 0-30 километров распространялся на всю исследуемую территорию. Глубины гипоцентров землетрясений изменялись в широком диапазоне  $h=3-30$  км (таблица 2).

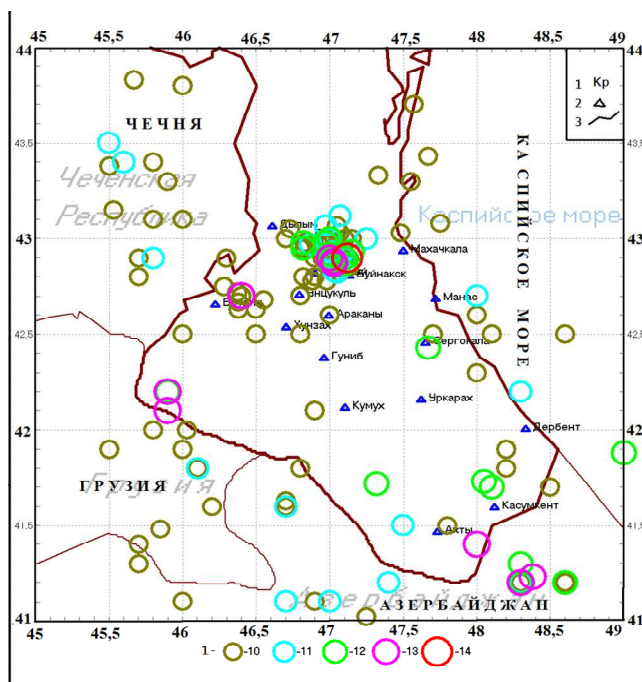
Таблица 2.

Сводная таблица распределения числа землетрясений Дагестана по интервалам глубины за 1971 - 1975 гг.

h(км)	3-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30
N	177	213	38	14	55	4

Из таблицы видно, что основная часть землетрясений была приурочена к глубинам 3-5 км и 6-10 км. И лишь незначительное число гипоцентров располагалось глубже, в диапазоне 11-15 км, 16-20 и 21-25 км.

С целью изучения особенностей расположения очагов землетрясений была построена карта эпицентров землетрясений с  $K= 9,6-14$ .



1 – энергетический класс Кр 2 – сейсмическая станция 3 – граница республик Северного Кавказа  
 Рис.2. Карта эпицентров землетрясений с  $K=9,6-14$  в пределах Республики Дагестан за период 1971-75 гг.

Относительно карты очагов землетрясений (рис.2) можно сказать следующее: за период с 1971 по 1975 гг. на территории Дагестана в пределах указанных координат произошли сильные землетрясения  $K=9,6-14$  (Чиркейское землетрясение, Бежтинское, Киятлинское, Салатауское, Буйнакское, Ахатлинское, Избербашское, Курахское). Кроме того, рассматривая эпицентры, приведенные на картах, можно заметить, что землетрясения покрывают всю исследуемую территорию, хотя и не совсем равномерно. В западной части плотность их несколько выше. Выделены четыре участка, где наблюдалось наибольшее число толчков. К одному из них приурочены землетрясения, которые были зафиксированы в приграничной с Грузинской республикой полосе (район Богосского хребта). Это событие  $K=13$  (04.08.1974 г. с  $T_0=15-06$ ) и 8 землетрясений  $K=10$ . Возникновение второго участка связано с территорией Чеченской республики, где были отмечены 3 землетрясения, локализованные в районе верховья реки Аргун и Терского хребта:  $K=11$  (26.05.1971 г. с  $T_0=16-45$ ); (09.02.1972 г. с  $T_0=11-22$ ); (26.09.1972 г. с  $T_0=21-25$ ). И 10 землетрясений  $K=10$ . Третий участок повышенной плотности эпицентров землетрясений охватывает территорию Самурской долины, где на границе Дагестана с Азербайджаном произошло одно землетрясение  $K=13$  (20.12.1971 г. с  $T_0=01-41$ ) и землетрясение непосредственно на самой территории Азербайджана (20.12.1971 г. с  $T_0=01-29$ ). А также толчок  $K=12$  вблизи поселка Касумкент, в районе хребта Джуфудаг (Кабирское землетрясение 20.10.1975 г. с  $T_0=03-20$ ) и 5 землетрясений  $K=11$ . Четвертый участок связан с акваторией Каспийского моря, где были зафиксированы 7 землетрясений  $K=10$  (19.04.1975 г. с  $T_0=12-48$ ); (01.05.1975 г. с  $T_0=16-23$ ); (20.06.1975 г. с  $T_0=14-01$ ); (20.06.1975 г. с  $T_0=19-59$ ); (28.06.1975 г. с  $T_0=03-42$ ); (28.06.1975 г. с  $T_0=01-42$ ); (28.06.1975 г. с  $T_0=05-17$ ); (14.08.1975 г. с  $T_0=14-47$ ) и 2 землетрясения  $K=11$  (20.06.1975 г. с  $T_0=13-53$ ) и (11.12.1975 г. с  $T_0=13-50$ ).

С развитием наблюдений появился объективный критерий оценки разнообразной макросейсмической информации. Совместный анализ макросейсмических и инструментальных данных позволил построить схемы изосейст значительных землетрясений Дагестана. Собранные макросейсмические данные о сильных землетрясениях формировали макросейсмическое поле в той достоверности изосейст,

которую обеспечивали исходные данные и логическая их интерпретация на базе общих закономерностей затухания сейсмических колебаний [6].

Для характеристики макросейсмического поля была использована формула Н.В.Шебалина, связывающая балльность в эпицентре землетрясений  $J_0$  с магнитудой  $M$  и глубиной очага  $H$ . Эллипсоидная вытянутость изосейст объясняется различным поглощением сейсмических волн вдоль и поперек простирания тектонических структур. Изосейсты чаще всего имеют большую полуось эллипса, ориентированную вдоль геологических структур, а меньшую полуось – вкrest простирания. При анализе были использованы карты изосейст для сейсмораионирования территории [7].

1) **Чиркейское землетрясение 08.06.1972 года** ( $\varphi=42,98$  и  $\lambda=46,82$  интенсивностью 6 баллов и  $M=4,5$ ;  $K=12$ ;  $T_0=17-25$ ) в районе строительства Чиркейской ГЭС. Шестибалльная область была приурочена к крупному орографическому элементу Предгорного Дагестана, возвышенности Хадум, и имела эллипсоидную форму северо-западного простирания. Данное землетрясение произошло на самых удаленных участках афтершоковой области Дагестанского землетрясения, ограничивая область ее распространения границами участка, занимающего часть тектонической области «Дагестанский клин». Этот участок ограничивался с северо-востока региональным Пшекиш-Тырныаузским и с юго-запада Ахатлы-Зубутлинским глубинными разломами [8].

Чиркейское землетрясение ощущалось силой в 6 баллов в районе строительства Чиркейской ГЭС (пос. Дубки, Кабель-Кран, пос. Постоянный, Гуни, Хубар, Старый Чиркей, Дружба, Гертма). В Махачкале - 3-4 балла [6].

2) **Очаг Бежтинского землетрясения 04.08.1974 года** ( $\varphi=42,10$  и  $\lambda=45,90$  и  $M=5,1$ ;  $K=13$ ;  $T_0=15-06$  интенсивностью 7 баллов в эпицентре) находился в юго-западной части Большого Кавказского хребта, на границе Грузии и Дагестана, а шестибалльная зона охватила значительную территорию Грузии и Дагестана [9].

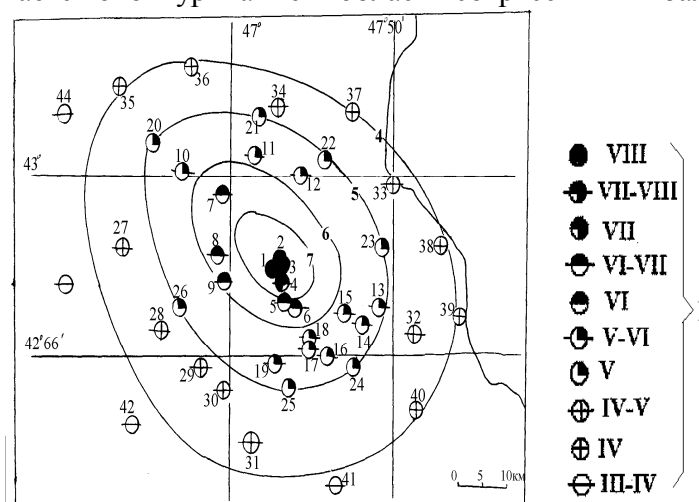
3) **Эпицентр Киятлинского землетрясения 13.11.1974 года** ( $\varphi=42,68$  и  $\lambda=46,55$  интенсивностью 7 баллов и  $M=4,7$ ;  $K=13,5$ ;  $T_0=02-36$ ) был приурочен к периклинальному прогибу Аракмеэрской антиклинали, орографически выраженному Кильдимерским верхнемеловым плато. Основному толчку предшествовал наиболее сильный толчок, который произошел 27 июля в 05 ч.50 мин. с  $K=10$  и вызвал 5-6-балльное сотрясение в с. Киятль. Для этого форшока было характерно быстрое убывание силы воздействия с расстоянием, так что уже в с.Инхо и Игали, отстоящих на 4-7 км от с.Киятль, он проявился силой в 3-4 балла, что говорило о небольшой глубине очага данного землетрясения. Для афтершокового периода был характерен обычный ступенчатый спад активности, который в конце декабря нарушился новым подъемом. Возможно, что это был резонанс на подвижки в очаге близко расположенного Салатауского землетрясения 23.12.1974 года. В ноябре 1974 года наступило кратковременное сейсмическое затишье, после которого 23 декабря 1974 года в 6 км от плотины Чиркейского водохранилища произошло Салатауское землетрясение [9].

4) **Салатауское землетрясение 23.12.1974 года** ( $\varphi=42,95$  и  $\lambda=46,82$  интенсивностью 7 баллов и  $M=5$ ;  $K=14$ ;  $T_0=05-22$ ), эпицентр был расположен в центральной части плато Салатау, в 40 км к северо-востоку от Киятлинского землетрясения 13.11.1974 года. В геологическом отношении очаговая область находилась в пределах Хадумского купола, представляющего собой крупное поперечное поднятие, осложняющее южный борт Терско-Каспийского краевого прогиба. Очаг Салатауского землетрясения был расположен совсем близко от Чиркейского водохранилища (6 км), поэтому можно предположить, что это землетрясение было связано с процессом заполнения чаши водохранилища: как раз в это время уровень воды поднялся до отметки 124 метра. Данное землетрясение сопровождалось роем афтершоков. Примерно 75% афтершоков имели энергетический

класс  $K=7-9$  на расстоянии от 3 до 7 км от плотины. Но афтершоковую деятельность землетрясения достаточно полно проследить не удалось, т.к. через 17 суток после него на расстоянии 18 км от водохранилища произошло еще более сильное землетрясение – Буйнакское, афтершоковая область которого распространилась далеко на северо-запад, вследствие чего выделить слабые афтершоки Салатауского землетрясения оказалось практически невозможным [9].

5) **Буйнакское землетрясение 09.01.1975 года** ( $\varphi=42,90$  и  $\lambda=47,12$  интенсивностью 8 баллов в Буйнакске и  $M=5,3$ ;  $K=14$ ;  $T_0=23-09$ ). Эпицентр находился в 8-10 км от сеймостанции «Буйнакск». Очаговая область располагалась на геосинклинальном борту Терско-Каспийского краевого прогиба в области Дагестанского клина. При макросейсмическом обследовании последствий землетрясения было установлено быстрое убывание интенсивности от эпицентра, что свидетельствовало о неглубоком очаге. Землетрясению предшествовал сильный форшок 4 января в 09 ч 01 мин. После основного толчка произошли многочисленные афтершоки, которые сначала мигрировали вниз в следующей последовательности:  $h=8, 9, 10, 18$  км, а потом началось движение в обратном направлении:  $h=12, 10, 9, 6$  км. Афтершоки с  $K=7-10$  регистрировались практически на всех станциях сети. За период с 9 января по октябрь 1975 года в очаговой зоне Буйнакского землетрясения было зарегистрировано сетью станций 187 афтершоков с  $K=7-14$ . Наибольшее количество толчков произошло на гипоцентральных расстояниях от 5 до 13 км. Глубины повторных толчков варьировали от 3 до 16 км. Плотина Чиркейской ГЭС не пострадала, но были отмечены обвалы в каньоне реки Сулак. Наиболее пострадал город Буйнакск [10].

Карта изосейст Буйнакского землетрясения 9 января 1975 года представлена на рис.3. Она ограничивается оконтуриванием области сотрясения в 4 балла.



1 – балльность [6].

Рис. 3. Карта изосейст Буйнакского землетрясения 9 января 1975г. с  $M_s = 5,3$ ;

Общая площадь сотрясений составляет  $\sim 3743,89$  км<sup>2</sup>, длина продольной оси 4-балльной изосейсты равна 38,33 км, поперечной -31,11 км (табл.3).

Анализируя параметры макросейсмического поля землетрясения, представленные в табл.3, можно сделать следующие выводы:

-отношение продольных радиусов изосейст к поперечным имеет согласованные значения, составляя для всех областей разной балльности  $r_a/r_b = 1,41$ ;

-отношение радиусов  $r_a$  предыдущих областей к радиусам  $r_{a+1}$  последующих также имеет равномерное нарастание, составляющее в среднем  $r_a/r_{a+1} = 0,56$ ;

-аналогичную тенденцию сохраняют и отношения поперечных радиусов:  $r_b/r_{b+1} = 0,53$ ;

-коэффициент затухания  $\nu$  интенсивности сотрясений вдоль продольной оси эллипсов выше, чем поперек;

-среднее значение коэффициента затухания  $\nu_{cp}$  макросейсмической интенсивности по всем изосейстам, рассчитанное по методике Н.В.Шебалина, равно 4,04, что на 0,44 выше среднего коэффициента затухания макросейсмической интенсивности, определенного для землетрясений Дагестана  $\nu=3,6$  [7].

Таблица 3.

Значения основных параметров макросейсмического поля Буйнакского землетрясения.

Балл (I)	Радиус изосейсты, км			Отношение радиусов			S зоны $S_i$ , км <sup>2</sup>	Коэффициент затухания			
	Продольн $r_a$	Поперечн $r_b$	Средн. $r_{cp}$	$r_a/r_b$	$r_i^a/r_{i+1}^a$	$r_i^b/r_{i+1}^b$		$\nu_a$	$\nu_b$	$\nu_{cp}$	по $S_i/S_{i+1}$
8	3,50	2,35	2,86	1,49	-	-	25,68	-	-	-	-
7	8,89	5,55	7,02	1,60	0,39	0,42	154,74	2,50	2,70	2,56	0,166
6	16,11	11,11	13,38	1,45	0,55	0,50	562,14	3,85	3,33	3,57	0,275
5	26,66	20,55	23,41	1,30	0,60	0,54	1720,81	4,54	3,70	4,17	0,327
4	38,33	31,11	34,53	1,23	0,69	0,66	3743,89	6,25	5,55	5,88	0,460
Средние значения				1,41	0,56	0,53		4,28	3,82	4,04	

б) Ахатлинское землетрясение 27.02.1975 года - сильный афтершок Буйнакского землетрясения  $\varphi=42,92$  и  $\lambda=47,00$   $M=3,9$ ;  $K=12$ ;  $T_0=03-33$  интенсивностью 6 баллов проявился в селении В.Ишкарты, а в В.Каранае и в Н.Чиркее – 4-5 баллов [6].

7) Избербашское землетрясение 20.06.1975 года ( $\varphi=42,43$  и  $\lambda=47,67$   $M=4,3$ ;  $K=12$ ;  $T_0=13-53$ ) интенсивностью 6 баллов проявилось в г. Избербаше и сел.Каранайаул. Очаг был расположен ближе к палеозойскому субстрату и пространственно тяготел к зоне регионального Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома, который пересекает фронтальную часть Дагестанского клина. Перед землетрясением был отмечен форшок 7 июня в 06 ч. 59 мин. 05 сек,  $\varphi=42,70$  и  $\lambda=46,80$ ,  $K=10$ . Основной толчок сопровождался и серией афтершоков:  $T_0=14-01-43,00$  с  $K=10$ ;  $T_0=19-59-50,20$  с  $K=10$ ;  $T_0=01-42-03,10$  с  $K=10$ ;  $T_0=04-45-35,80$  с  $K=10$  [9].

8) Курахское землетрясение 10.08.1975 года ( $\varphi=41,72$  и  $\lambda=47,32$  интенсивностью 6 баллов в селении Курах, в селении Хюрехюр, в селении Ашур;  $M=3,8$ ;  $K=12$ ;  $T_0=03-17$ ). Данное землетрясение ощущалось на ограниченной территории Южного Дагестана в радиусе 35-40 км от эпицентра. Очаговая область была расположена на северо-восточном склоне Самурского хребта [9].

#### Выводы:

1) Построена карта расположения эпицентров землетрясений на территории Дагестана и сопредельных районов Северо-Восточного Кавказа.

2) При построении и анализе графика распределения во времени чисел землетрясений и высвободившейся при этом сейсмической энергии было выявлено, что максимум числа зарегистрированных землетрясений приходится на 1974 и 1975 годы. А выделившаяся сейсмическая энергия в 1972 и 1973 годах была относительно низкой, но уже в 1974 -1975 годах она резко повысилась.

3) Рассматривая распределение землетрясений по глубине, мы отметили концентрацию очагов землетрясений с определенными глубинами. Наиболее активный «очаговый слой» на глубинах  $h=3-30$  км распространялся на всю исследуемую территорию. Основная часть землетрясений была приурочена к глубинам  $h=3-10$  км.

4) Были получены значения основных параметров макросейсмического поля: радиусы изосейст, отношения радиусов, площади зоны и коэффициенты затухания интенсивности землетрясения(9 января 1975 года в г.Буйнакск).

5) При анализе параметров макросейсмического поля Буйнакского землетрясения мы пришли к выводу, что отношение продольных радиусов к поперечным имеет согласованные значения; отношение радиусов предыдущих областей к радиусам последующих имеет равномерное нарастание; среднее значение коэффициента

затухания  $\nu$  макросейсмической интенсивности по всем изосейстам, рассчитанное по методике Н.В.Шебалина, выше среднего коэффициента затухания макросейсмической интенсивности,, определенного для землетрясений Дагестана.

#### Литература

- 1.Абакаров А.Д. Вопросы оценки и смягчения сейсмического риска в РД. Сборник статей «Сейсмический риск на Северном Кавказе: оценка и управление». Махачкала, 2007 г.
- 2.Идармачев Ш.Г., Левкович Р.А., Арефьев С.С., Дейнега Г.И. Изменение некоторых характеристик сейсмичности района водохранилища Чиркейской ГЭС в период его заполнения.// Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №1(13), 1977,стр.3-9.
- 3.Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. №2(17). 1978. 218 с.
- 4.Черкашин В.И., Пономарева Н.Л., Котенко М.Е. Геодинамика и сейсмичность. Становление и развитие сейсмических наблюдений в Дагестане. Сборник научных трудов, вып. № 56, стр.7.
- 5.Левкович Р.А., Магомедов А.М., Асманов О.А.. К сейсмическому районированию Дагестанской АССР.// Сейсмический режим территории Дагестана. Махачкала. ИГ ДагФАН СССР. № 1(13).1977, стр.31-40.
- 6.Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период VII в.н.э. до 2005 года. Махачкала, «Эпоха», 2007 г.
- 7.Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.- С.95-111.
- 8.Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. Махачкала, 1979 г., №3(21), стр.144-150.
- 9.Землетрясения в СССР в 1975 году. Издательство «Наука», 1978 г.
10. Палашивили В.Г. Сейсмические условия Кавказа.Тбилиси. «Мецниереба», 1997 г.

### СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА ЗА ПЕРИОД 1976 -1980 гг.

*Мусалаева З.А.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

Как известно, Дагестан характеризуется высокой сейсмической активностью. В настоящей работе предпринята попытка, воспользовавшись всем имеющимся материалом (макросейсмическим и инструментальным) оценить сейсмический режим территории Дагестана с его приграничными зонами и прилегающей акватории Каспийского моря, исключая северную часть Дагестана, так как за это время там не отмечено ни одного землетрясения значительного энергетического класса. Рассматриваемая площадь равна  $S = 85$  тыс. км<sup>2</sup>, где по имеющемуся каталогу [1] за этот период зарегистрировано 1153 землетрясения с  $K \geq 6$ .

Инструментальные исследования этого региона начались после разрушительного Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. с открытия в его эпицентральной зоне временных полевых сейсмостанций экспедиции ИФЗ АН СССР и в дальнейшем с организации стационарных сейсмостанций. К 1976 г. их насчитывалось 5: Дылым, Дубки, Буйнакск, Дербент и Ахты. На рис.1,2 представлены общие картины распределения очагов землетрясений по площади с разными энергетическими классами за рассматриваемый период, на которых хорошо выделяются четыре отдельные зоны с повышенной сейсмической активностью.

Одна зона находится в пределах Предгорного Дагестана – область так называемого «Дагестанского клина», где высокая сейсмоактивность отмечалась и раньше, а в рассматриваемый период активизировалась в связи с заполнением в конце 1974 г. Чиркейского водохранилища, находящегося в пределах этого района (данные многих исследователей). Здесь зарегистрировано 4 землетрясения с  $K_p=11$ , 31 землетрясение с  $K_p=10$  и большое количество толчков меньшего энергетического уровня. На картах эта область выделяется особенно высокой плотностью эпицентров.

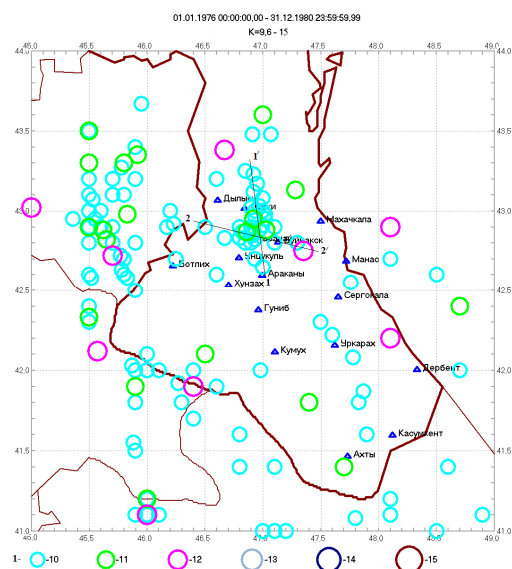


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Дагестана и приграничных территорий ( $K_p=9,6 - 15$ ) за 1976-1980 гг.

Другая сейсмоактивная зона приходится на сочленение Дагестанского клина с передовыми хребтами Чечено-Ингушетии и связана с произошедшим 28.07.1976 г. Черногорским землетрясением  $M=6,4$ , очаг которого расположен на северном склоне Большого Кавказа в районе с. Гехи-Чу в зоне сочленения Черногорской моноклинали с Чеченской впадиной [2]. В этой зоне за рассматриваемый период зафиксировано одно землетрясение с  $K=15$ , одно – с  $K_p=12$ , 10 – с  $K_p=11$  и 34 – с  $K_p=10$ .

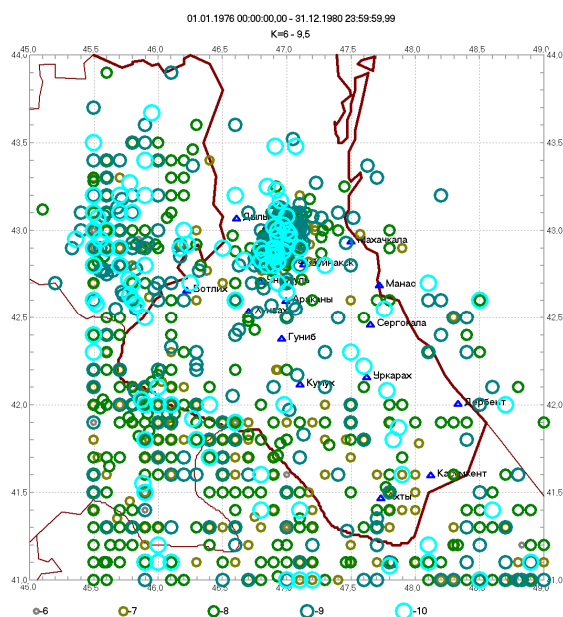


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Дагестана и приграничных территорий ( $K_p=6 - 9,5$ ) за 1976-1980 гг.

Третьей активной зоной является Дагестанский сектор главного Кавказского хребта – это граница с Грузией. Здесь произошло 2 землетрясения с  $K_p=12$ , два – с  $K_p=11$  и 13 землетрясений с  $K_p=10$ .

К четвертой зоне можно отнести Южный Дагестан с гораздо меньшей скученностью эпицентров, с заниженным количеством очагов низких энергетических классов, очевидно обусловленной малым количеством с/станций – их всего две: «Ахты» и «Дербент». Два землетрясения этой зоны с  $K_p=11$  и три с  $K_p=10$  произошли в расположении горных хребтов «Самурский» и «Джуфудаг», юго-восточнее которых проходит сейсмогенерирующий верхнекоровый Самурский разлом. На остальной территории и на Дагестанском секторе шельфа Каспийского моря активность гораздо

слабее, но сейсмического затишья нигде не наблюдалось, за исключением северной равнинной части. Помимо 4-х рассмотренных активных зон, землетрясения с энергетическим классом  $K=12$  произошли на следующих участках:

1. Каспийское море,  $h=33$ ,  $\approx 35$  км от г.Махачкала (Срединный разлом);
2. Горный Дагестан,  $h=8$  км,  $\approx 20$  км северо-восточнее Гуниба, стык хребтов Чонкатау и Гимринского;
3. Плоскостной Дагестан,  $h=9$  км;  $\approx 15-20$  км севернее г. Хасавюрта (Срединный разлом), восточная зона сочленения Дагестанского клина с Передовыми хребтами Чечено-Ингушетии [3];
4. Приморская низменность, устье р. Уллучай,  $h=25$  км,  $\approx 20$  км к юго-востоку от Новокаякента.

При анализе сейсмического режима знание глубин залегания очагов является одним из важных его элементов, используемых при выделении сейсмоактивных структур. Распределение землетрясений по глубинам и по годам без учёта их энергетического класса даны в таблице 1.

Таблица 1

Распределение землетрясений по глубинам и по годам.

год глуб	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50
1976	26	63	16	1	10	1	1			
1977	25	51	9							
1978	10	34	6	1	18			2		1
1979	10	49	3	5	184	1	1			
1980	26	24	1	1	181			1		
Всего	97	221	35	8	393	2	2	3		1

Поскольку материалом для исследований параметров сейсмического режима послужил каталог землетрясений за период 1976-1980 гг., то относительно глубин очагов землетрясений необходимо отметить, что для интерпретации большинства событий применялся Кавказский осреднённый годограф Лебедевой – Левицкой ( $h \approx 25$  км) за исключением области дагестанского клина, для которой на первых стадиях обработки применялись палетки изохрон с 3-х километровым интервалом глубин, построенные по материалам совместной эпицентральной экспедиции ИФЗ АН СССР и лаборатории сейсмологии Дагестанского филиала АН. Позже использовался годограф, рассчитанный по этим же материалам для ограниченной области «Дагестанский клин». По всей видимости, это отразилось на представленных результатах (табл. 1) – почти во все годы выделяются два превалирующих интервала глубин: 5-10 км и 20-25 км. Вероятнее всего, первый интервал – для землетрясений Дагестанского клина ( $\pm 3$  км), второй интервал – для землетрясений всей остальной территории и Дагестанского сектора шельфа Каспийского моря – для них применялся осреднённый Кавказский годограф ( $h=25 \pm 7$  км).

Распределение числа землетрясений по энергетическим классам за каждый год и выделенная сейсмическая энергия показаны в таблице 2.

Для сравнения числа зарегистрированных землетрясений и выделившейся в их очагах сейсмической энергии за исследуемые 5 лет составлен график (рис.3), на котором видно, что по количеству событий за каждый год значительного разброса не наблюдается, но по выделенной сейсмической энергии высоким уровнем отличается 1976 год, что объяснимо произошедшим сильным Черногорским землетрясением ( $K_p=15$ ) и его многочисленными афтершоками ( $K \geq 10$ ). В последующие годы заметен резкий спад выделенной энергии до минимального уровня в 1980 году.

Для количественной характеристики сейсмичности района определены еще два параметра: угловой коэффициент  $\gamma$  графика повторяемости землетрясений и сейсмическая активность  $A_{10}$  – плотность очагов землетрясений определенного диапазона величины  $K$ , отнесенной к единице объёма или площади области и к единице времени [4].



Таблица 2

Распределение числа землетрясений по энергетическим классам и суммарная сейсмическая энергия за 1976-1980гг.

год	К <sub>p</sub>										NΣ	Σ E, 10 <sup>12</sup> дж
	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
1976		28	97	82	30	10	3	-	-	1	251	1004,392
1977	1	40	85	45	30	4	1	-	-	-	206	1,754
1978	1	23	69	50	20	4	1	-	-	-	168	1,657
1979	2	50	120	59	28	6	3	-	-	-	268	3,951
1980	8	72	115	48	16	1	-	-	-	-	260	0,32
1976-1980	12	213	486	284	124	25	8	-	-	1	1153	1012,075

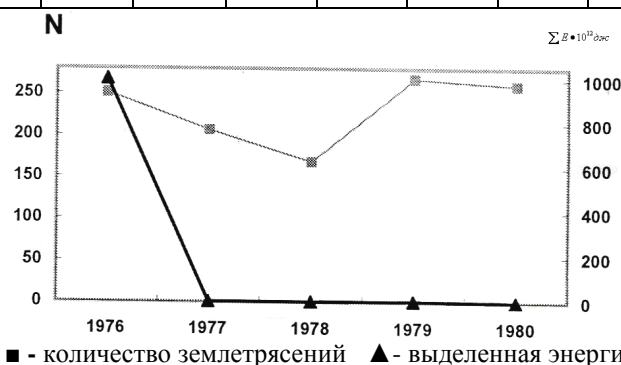


Рис. 3. График распределения числа землетрясений и выделившейся энергии за 1976-1980 гг.

Чтобы выявить вариации  $\gamma$  в различных фазах сейсмического процесса за анализируемое пятилетие, используя табличные данные (табл.2), построены графики повторяемости за каждый год отдельно, общий график за 5 лет и определены их угловые коэффициенты (табл.3). Следует отметить, что величина параметра  $\gamma$  меняется во времени, тем не менее, среднее значение оказывается ( $\gamma=0,48$ ) очень близким к средним долговременным для Дагестана и даже для Кавказа ( $\gamma=0,5$ ).

Таблица 3

Значения  $\gamma$  и  $A_{10}$  по годам и за период 1976-1980 гг.

год	$\gamma$	$A_{10}$
1976	0,4	0,353
1977	0,43	0,353
1978	0,54	0,235
1979	0,45	0,329
1980	0,61	0,188
Среднее	0,48	0,292

Среднегодовые значения сейсмической активности  $A_{10}$  (таблица 3). По этим данным построены графики изменения во времени сейсмической активности и наклона графика повторяемости за 1976-1980 гг. (рис.5).

Как видно, активность  $A_{10}$  и наклон графика  $\gamma$  независимы, но, дополняя друг друга, позволяют сравнивать сейсмичность территории в разные интервалы времени. С 1976 г. по 1978 г. наклон графика повторяемости увеличился от 0,4 до 0,54;  $A_{10}$  к 1978 г. понизилась и, начиная с этого года, отмечается противофазность поведения параметров  $A_{10}$  и  $\gamma$ . Особенно выделяется 1980 год: наибольший угол наклона  $\gamma=0,61$  и наименьшая активность  $A_{10}=0,188$ .

Судя по годовым отклонениям  $A_{10}$  и  $\gamma$  от их средних значений  $\bar{A}_{10}$  и  $\bar{\gamma}$  за 5 лет (рис.4), можно говорить о некоторой устойчивости сейсмического режима во времени на территории района за рассматриваемый период.

Дополнением к характеристике сейсмического режима является макросейсмический материал по ощутимым землетрясениям, произошедшим на рассматриваемой территории и вблизи её границ за 1976-1980гг

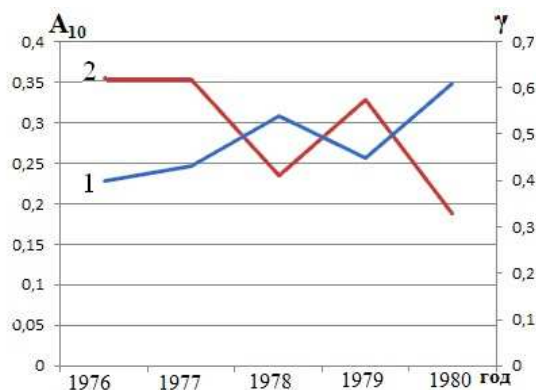


Рис. 4. Изменение во времени  $A_{10}$  (2) и  $\gamma$  (1)

### Черногорское землетрясение.

Наиболее значительным было Черногорское землетрясение 28.07.1976 г. с интенсивностью сотрясений в эпицентре 7-8 баллов (по шкале MSK-64), которое вызвало разрушения и повреждения на значительной территории Чечено-Ингушской республики. В результате проведенного макросейсмического обследования Н.В. Шебалиным и Р.А. Левковичем [1] построена карта изосейст (рис. 5), согласно которой изосейста с  $J=6$  баллов имеет широтное простирание.

Основные параметры макросейсмического поля Черногорского землетрясения, рассчитанные по методике Н.В. Шебалина [5], с использованием этой схемы изосейст, приведены в таблице 4. Их значения отражают затухание интенсивности сотрясений во взаимоперпендикулярных направлениях от источника и зависят от многих причин, в том числе от характера очага, глубины его заложения, разрывных нарушений, типов горных пород и др.

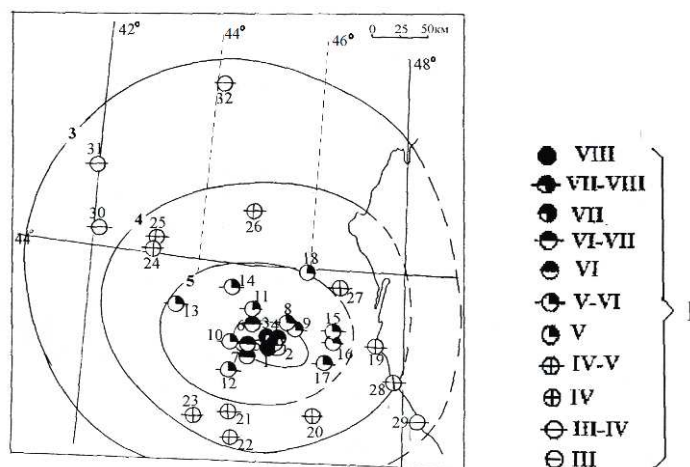


Рис. 5. Карта изосейст Черногорского землетрясения 1976 г.; 1 – бальность.

### Дургелинское землетрясение

В 1977 г. 14 июля в Предгорном Дагестане произошло Дургелинское землетрясение  $M=4,5$ . Основной толчок ощущался на площади  $2800 \text{ км}^2$ . В эпицентральной зоне (с.Гелли, Параул, Какашура и др.) он ощущался как резкий удар снизу вверх, как от сильного взрыва, потом было качание в горизонтальном направлении [6]. По результатам макросейсмического обследования О.А. Асмановым и Р.А. Левковичем составлена схема изосейст (рис.6) [2].

Эпицентр попадает в зону пересечения Дербентского и поперечного к нему разлома Тлярата –Каспийск (согласно тектонической схеме Кавказского региона, разработанной Е.А. Рогожиным).

Результаты расчёта основных параметров макрополя Дургелинского землетрясения приведены в таблице 5:

Таблица 4

Значение основных параметров макросейсмического поля Черногорского землетрясения 28.07.1976 г.  $M=6,4$ ;  $h=15$ ;  $J_0=8$

J, баллы	Рабочие изосейсты, км			Отношения радиусов			Площадь зоны S км <sup>2</sup>	Коэффициент затухания			S <sub>i+1</sub> /S <sub>i</sub>
	Продольный r <sub>a</sub>	Поперечный r <sub>b</sub>	Средний r <sub>ср</sub>	r <sub>a</sub> /r <sub>b</sub>	$\frac{a}{r^1} / \frac{a}{r^{1+1}}$	$\frac{b}{r^1} / \frac{b}{r^{1+1}}$		V <sub>a</sub>	V <sub>b</sub>	V <sub>ср</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
6	34,6	19,23	25,79	1,8			2088,5				
					0,39	0,29		2,46	1,88	2,13	8,26
5	88,46	65,38	16	1,35			18136,6				
					0,60	0,51		4,61	3,47	3,95	3,07
4	146,15	126,92	136,19	1,15			58239,8				
					0,67	0,66		5,99	5,58	5,78	2,29
3	215,37	192,3	203,5	1,12			130034,5				
	Средние значения			1,35	0,55	0,48	52124,85	4,35	3,64	3,95	4,54

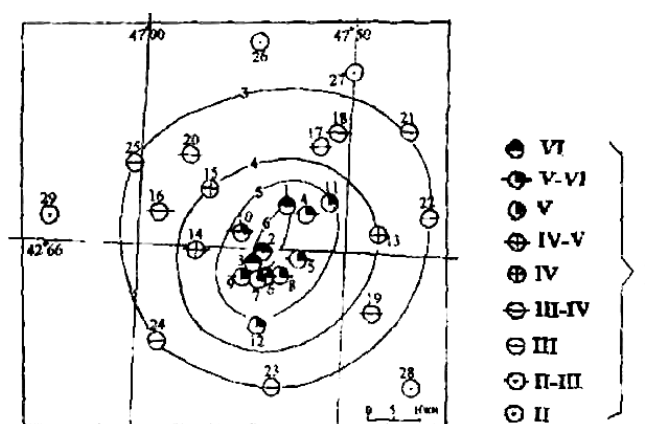


Рис. 6. Карта изосейст Дургелинского землетрясения 1977 г.  $M=4,5$ ; 1 – балльность

Таблица 5

Значение основных параметров макросейсмического поля Дургелинского землетрясения 14.07.1977 г.  $M=4,5$ ;  $h=8$

J баллы	Рабочие изосейсты, км			Отношения радиусов			Площадь зоны S км <sup>2</sup>	Коэффициент затухания			S <sub>i+1</sub> /S <sub>i</sub>
	Продольный r <sub>a</sub>	Поперечный r <sub>b</sub>	Средний r <sub>ср</sub>	r <sub>a</sub> /r <sub>b</sub>	$\frac{a}{r^1} / \frac{a}{r^{1+1}}$	$\frac{b}{r^1} / \frac{b}{r^{1+1}}$		V <sub>a</sub>	V <sub>b</sub>	V <sub>ср</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
6	7,7	2,31	4,22	3,33			55,92				
					0,55	0,24		3,92	1,61	2,29	7,48
5	13,86	9,62	11,54	1,44			418,16				
					0,72	0,54		6,99	3,77	4,9	2,56
4	19,25	17,71	18,46	1,25			1070,4				
					0,66	0,61		5,46	4,61	5,05	2,51
3	29,3	29,2	29,25	1,11			2686				
	Средние значения			1,18	0,64	0,64	1057,62	5,45	3,33	4,08	4,18

### Тляртинское землетрясение

В 1978 г. 26 мая в юго-западной части Большого Кавказского хребта на границе Грузии и Дагестана произошло Тляртинское землетрясение  $M=5$  и  $J_0=6$  баллов. Схему изосейст с эпицентром  $41,9^0$  с.ш.  $46,2^0$  в.д. (что хорошо согласуется с инструментальным определением) составили В.Г. Папалашвили, Ф.Т.Кулиев, Р.А.Левкович и Р.А.Агамирзоев [1] (рис. 7).

Эпицентр попадает в приразломную зону пересечения Адейком-Казбековского и поперечного ему разлома Тлярата-Каспийск, к зоне влияния которого отнесены Дургелинское землетрясение (1977 г.,  $M=4,5$ ) и Каспийское – (1978 г. 16.03  $M=3,9$ ).

Результаты рассчитанных параметров макросейсмического поля Тляратинского землетрясения приведены в табл. 6:

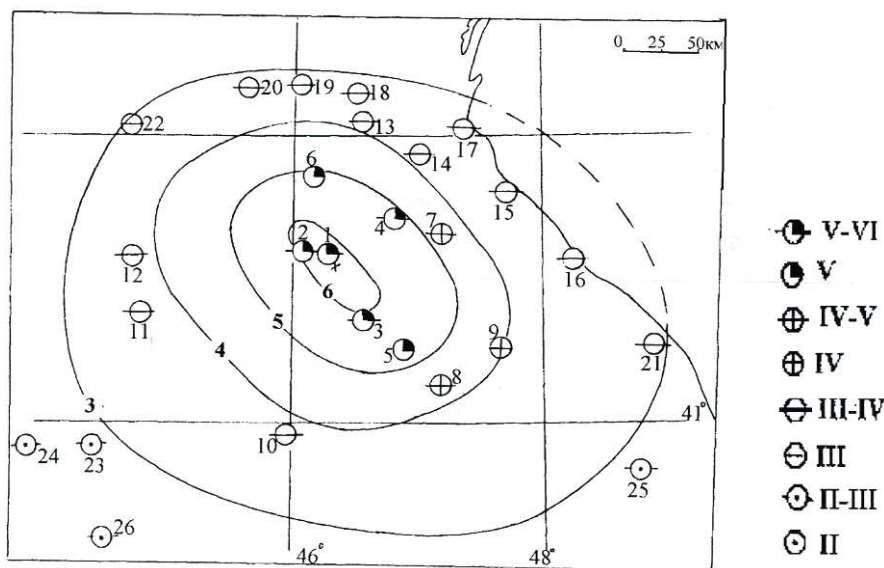


Рис. 7. Карта изосейст Тляратинского землетрясения 1978 г.  $M = 5,0$ ; 1 - бальность

Таблица 6

Значение основных параметров макросейсмического поля Тляратинского землетрясения 26.05.1978 г.  $M=5$ ;  $h=50$

J баллы	Рабочие изосейсты, км			Отношения радиусов			Площадь зоны S км <sup>2</sup>	Коэффициент затухания			S <sub>i+1</sub> /S <sub>i</sub>
	Продоль ный r <sub>a</sub>	Поперечн ый r <sub>b</sub>	Средний r <sub>cp</sub>	r <sub>a</sub> /r <sub>b</sub>	$\frac{a}{r^1} / \frac{a}{r^{1+1}}$	$\frac{b}{r^1} / \frac{b}{r^{1+1}}$		V <sub>a</sub>	V <sub>b</sub>	V <sub>cp</sub>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
6	38,46	15,38	24,32	2,5			1857,2				
					0,46	0,27		3,0	1,79	2,25	7,79
5	82,69	55,76	67,9	1,48			14476,7				
					0,67	0,63		5,8	5,0	5,3	2,36
4	123,1	88,46	104,35	1,39			34191,2				
					0,61	0,57		4,65	4,17	4,38	2,85
3	201,9	152,84	176,24	1,31			97530				
Средние значения											

В работе представлены макросейсмические данные лишь сильнейших землетрясений за рассматриваемый период; наряду с ними были обследованы и построены схемы изосейст ещё двух ощутимых землетрясений [1] (Р. А. Левкович, О. А. Асманов):

1. Каспийское 16 марта 1978 г.,  $\varphi = 42,95^0$  с.ш.  $\lambda = 47,63^0$  в.д.  $h=15$ км,  $M=3,9$ ,  $J_0=4-5$  баллов;

2. Алмалинское 21 марта 1978 г.  $\varphi = 43,12^0$  с.ш.  $\lambda = 47,27^0$  в.д.  $h=8-10$ км,  $M=4,2$ ,  $J_0=5$  баллов.

### Выводы

Относительно сейсмического режима территории Дагестана за 1976-1980 гг. представленная работа позволяет сделать следующие выводы:

1. Составленные карты эпицентров землетрясений с  $K_p=6-9,5$  и  $K_p=9,6-15$ , позволили выделить четыре отдельные зоны с высокой сейсмической активностью: область «Дагестанского клина» в Предгорном Дагестане, зона сочленения Дагестанского клина с Передовыми хребтами Чечено-Ингушетии, Дагестанский сектор главного Кавказского хребта – граница с Грузией и Южный Дагестан.

2. Распределение очагов землетрясений по глубинам показало, что большинство очагов находится на глубинах 5-25 км, т.е. в пределах верхней «гранитной» части коры (что согласуется с данными по Кавказу, где сейсмичность считается коровой).

3. Максимум выделенной сейсмической энергии приходится на 1976 г. (что связано с сильным Черногорским землетрясением), а спад до минимального уровня – на 1980 г.

4. Количественная оценка сейсмичности за пятилетие – графики повторяемости, построенные по представительным событиям для Дагестана, хорошо аппроксимируются прямой; полученные результаты для  $\gamma$  меняются во времени; среднее долговременное за 5 лет  $\gamma=0,48$  согласуется с другими периодами для региона. Рассчитанные среднегодовые значения сейсмической активности  $A_{10}$  и  $\gamma$  и их отклонения от средних значений  $\bar{A}_{10}$  и  $\bar{\gamma}$  подтверждают устойчивость сейсмического режима во времени за 5 лет.

5. По схемам изосейст рассчитаны параметры макросейсмических полей 3-х наиболее сильных землетрясений на территории Дагестана за исследуемый период.

#### Литература

1. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана. Российская Академия Наук Геофизическая служба. Дагестанский филиал. Махачкала, 2007 г.

2. *Смирнова М.Н.* Возможные очаги землетрясений в зоне сочленения передовых хребтов с Дагестанским клином. // В кн. Вопросы сейсмичности Восточного Предкавказья. АН СССР. Дагестанский филиал Институт геологии. Махачкала, 1989 .

3. *Смирнова М.Н., Бражник В.М., Чуприн В.В., Дадашев С.В., Мамацурев К.А.* В кн. Сейсмичность и сейсмоструктура Восточного Предкавказья. Махачкала, 1985 г.

4. *Ризниченко Ю.В.* Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1964 - №7 – с. 969-977.

5. *Шебалин Н.В.* Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании. В кн. Сейсмическое районирование СССР. Наука, 1968 г.

6. *Асманов О.А., Гамидова А.М., Левкович Р.А.* Дургелинское землетрясение 14.07.1977 г. в Дагестане. Геодинамика и сейсмичность территории Дагестана. №3 Дагестанский филиал академии наук СССР. Институт геологии, Махачкала, 1979 г.

7. *Рогожин Е.А.* Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы 4-ой Международной сейсмологической школы. Обнинск, 2009 г.

## СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ЗА 5 ЛЕТ (1981-1985 гг.)

*Гамидова А.М.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

Северный Кавказ и входящий в его состав Дагестан является одним из наиболее сейсмических регионов Северного Кавказа. В дополнение к существующей естественной сейсмической активности наблюдается и техногенная активность, связанная с эксплуатацией крупных водохранилищ на реке Сулак (Чиркейская, Ирганайская ГЭС и др.), а также с разработкой газовых, нефтяных месторождений в шельфовой зоне Каспийского моря.

В данной работе анализируется сейсмическая обстановка на территории Дагестана с прилегающей акваторией Каспийского моря и сопредельных районов за 5 лет (1981-1985гг.).

В 1981 г. режимные сейсмологические работы на территории Дагестана (ДАССР), проводились пятью региональными сейсмическими станциями, расположенными в городах: Дербент и Буйнакск и в населенных пунктах Ахты, Дубки, Дылым.

В 1984 г. открыли сейсмические станции в Унцукуле, Кумухе, в 1985г. временные станции в Тарумовке и в Бавтугае.

При сводной интерпретации данных нами были использованы также материалы с/ст «Махачкала», «Грозный» (ИФЗ АН СССР) и частично материалы с/ст «Шеки», «Закаталы», «Куба» (ОМГЭНЦ «Геофизика» АН Азерб. ССР). Была выбрана

территория в пределах координат  $\varphi=41,00.-43,8$  с.ш. и  $\lambda=45,5-48,7$  в.д. На этой территории с 1981 по 1985гг. произошли 1913 землетрясений с энергетическим классом  $K_p=6-13$ . Координаты всех землетрясений определялись методом изохрон и методом засечек.

В связи с расширением сети сейсмических станций в Дагестане и накоплением наблюдений за местными и близкими землетрясениями был построен годограф для восточной части Предкавказья [1]. При этом был использован годограф для местных землетрясений, а для остальной территории пользовались Кавказским региональным годографом Левицкой и Лебедевой [2]. Энергетический класс вычисляли по палетке Т.Г.Раутиан [3]. Время в очаге определялось отдельно на каждой сейсмостанции, а потом использовалось среднее арифметическое и дополнительно вычислялось по методу Вадати.

Большинство очагов землетрясений на территории Дагестана расположены на небольших расстояниях от региональных станций ( $\Delta \leq 200$ км), на записях этих землетрясений доминируют преимущественно прямые волны  $\bar{P}$  и  $\bar{s}$ . Другие типы волн практически не выделяются.

Открытие новых станций значительно повысило количество записываемых землетрясений Дагестана, а также точность определения положения очагов землетрясений.

Чтобы более четко показать сейсмический режим изучаемой территории были составлены карты эпицентров землетрясений с  $K=6-9,5$  и  $K=9,6-13$ . На этих картах видно, что эпицентры землетрясений расположены далеко не равномерно по всей территории Дагестана. Четко выделяются наиболее активные зоны.

Первая зона где зафиксированы многочисленные землетрясения с энергетическим классом  $K=6-12$ , это район Чиркейского водохранилища, расположенный в пределах одного из самых сейсмоактивных участков Северо-Кавказского региона – тектонической области «Дагестанский клин».

Такая сейсмическая активность данного участка может быть связана с наличием наведенной сейсмичности, связанной с Чиркейским водохранилищем. В этом районе выделяются глубинные разломы с переменным простиранием. Залегание очагов землетрясений в области «Дагестанский клин» в основном соответствует переходной зоне от осадочного чехла к фундаменту и соответствует глубинам от 3 до 9 км.

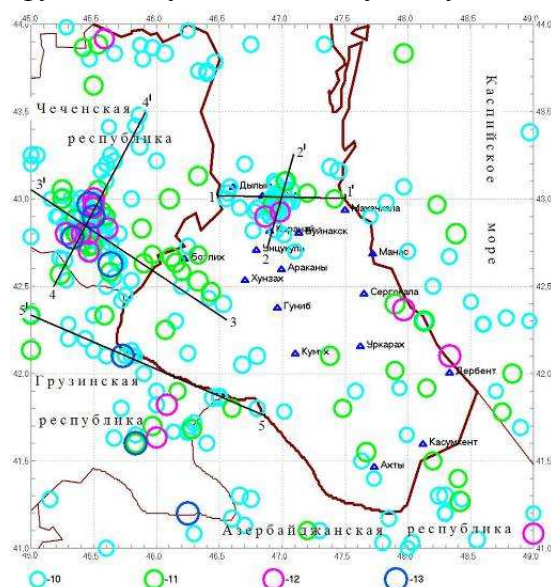


Рис.1. Карта эпицентров землетрясений энергетического класса  $K \geq 10$  за 1981-1985гг. 1- энергетический класс  $K_p$ , 2- сейсмическая станция, 3-граница РД.



Для этой зоны представительными являются землетрясения с  $K \geq 7$ , поскольку в этом районе расположены три сейсмостанции (Дубки, Буйнакск, Дылым) с расстоянием между ними 20–25 км. Землетрясения Дагестанского клина характеризуются в основном низкой энергией и малой глубиной. В 1983 г. с 8 по 15 августа под наиболее глубоководной частью водохранилища произошёл рой землетрясений (около 112 очагов).

Для этого роя, включающего в себя 48 землетрясений  $K=8$ ,  $K=9$  (41),  $K=10$  (19),  $K=11$  (3) и  $K=12$  (1), характерной особенностью является мелкофокусность (основная масса имеет глубину  $\approx 6$  км) и чрезвычайно высокая плотность эпицентров на площади, охваченной сейсмическим роем ( $\approx 150 \text{ км}^2$ ).

В районе Дагестанского клина отмечены землетрясения с энергетическим классом  $K=12$  (2 толчка), с  $K=11$  (7 толчков) и большое количество землетрясений с  $K=10$ .

Второй участок повышенной плотности землетрясений отмечен в районе селения Ботлих (Ботлихский район ДАССР) на границе с ЧИАССР и в самой Чечне, включая г. Грозный. Эта область приурочена к Андийскому и Перикетельскому хребтам.

В 1981 г. в ЧИАССР произошли 2 сильных землетрясения: 12 мая с эпицентром в 75–80 км к юго-востоку от г. Грозного с силой сотрясения в эпицентре 6–7 баллов; 18 октября с эпицентром в 45–50 км также к юго-востоку от г. Грозного (сила сотрясения в эпицентре 6,5 баллов) [4]. В этой зоне зафиксированы землетрясения:  $K=13$  (3),  $K=12$  (10) и с  $K=11$  (25) и очень много толчков с  $K=10$ . Недалеко от с. Ботлих в 1981 г. произошли 5 землетрясений с энергетическим классом  $K=11$ .

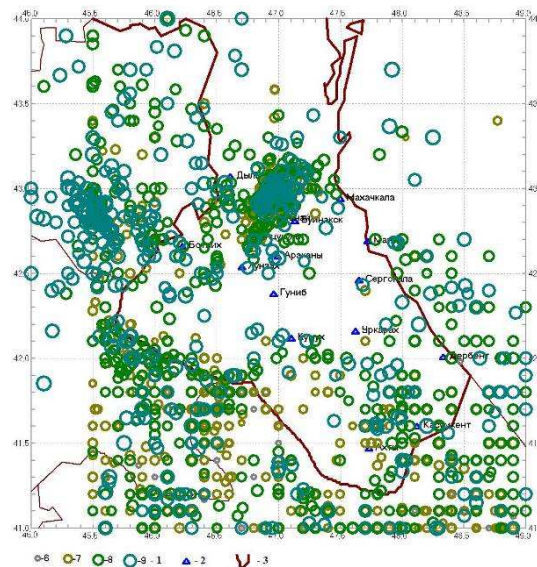


Рис.2. Карта эпицентров землетрясений энергетического класса  $K = 6 - 9$ . 1-энергетический класс  $K_p$ , 2- сейсмическая станция, 3-граница РД.

Третий участок этого района – с. Бежта на границе с Грузией и в самой республике Грузия. Эти землетрясения указывают на сохранение активности региональной сейсмоактивной структуры Восточного Кавказа, вдоль западной границы Дагестана. Для данного района характерно наличие множества хребтов и котловин (Дидойская, Бежтинская котловины и Богосский хребет). В пограничной зоне с республикой Грузия в районе с.Бежта отмечены землетрясения с  $K=13$  (1),  $K=12$  (1),  $K=11$  (11).

Четвёртый участок охватывает юго-восточные районы Дагестана, акваторию среднего Каспия и приграничные районы Азербайджана. Эпицентры землетрясений этого района расположены неравномерно. Наибольшее количество их расположено в зонах перехода от горных сооружений к равнинным участкам. В южном Дагестане определённую концентрацию очагов землетрясений можно отнести к полосе простираения антикавказских Самурского и Гамриозеньского глубинных разломов.

Землетрясения, которые попадают в шельфовую зону Каспийского моря, расположены между островом Чечень с севера и дельтой реки Самур с юга. Глубину залегания землетрясений в шельфовой зоне Каспийского моря трудно определить из-за отсутствия годографа для этого района. Однако, по инструментальным данным, очаги землетрясений данного района значительно глубже по сравнению с очагами Дагестанского клина.

Сопоставляя обе карты очагов землетрясений, можно заключить, что особенности площадного распределения сохраняются, т.е. сейсмическая активность в основном сосредоточена в 4-х зонах.

Распределение землетрясений по энергетическим классам дано в табл.1.

Таблица 1

Распределение числа землетрясений по энергетическим классам и суммарная сейсмическая энергия  $\sum E$ .

г.	К	5	6	7	8	9	10	11	12	13	N	$\sum E \cdot 10^{12}$ дж
1981	-	8	81	122	55	17	9	8	1	301	19,14	
1982	1	10	136	159	71	41	11	2	1	432	13,5	
1983	-	12	134	154	68	37	7	1	-	413	2,15	
1984	-	10	114	167	76	32	10	3	1	413	14,41	
1985	-	4	113	118	74	42	5	-	1	357	11,0	
1981-85	1	44	578	720	344	169	42	14	4	1916	60,19	

Энергетическая представительность землетрясений, обеспечиваемая описанной сетью, изображена на рис.3.

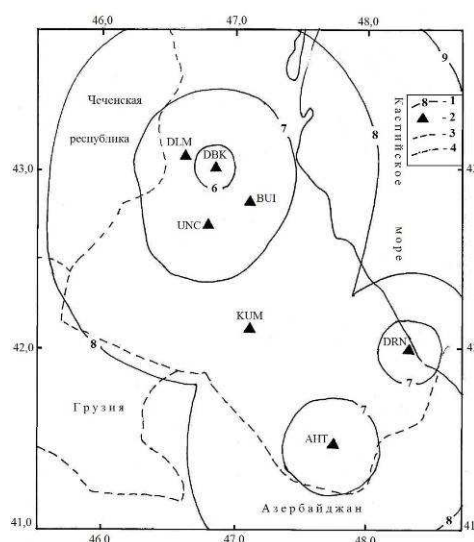


Рис. 3. Карта энергетической представительности  $K_{min}$  землетрясений Дагестана за 1981-1985гг: 1- изолиния  $K_{min}$ ; 2- сейсмическая станция; 3- граница Дагестана; 4- государственная граница.

Как видим, минимальный уровень энергии представительных землетрясений соответствует  $K_{min}=7$ . В целом в рассматриваемом регионе не могут быть пропущены землетрясения, начиная с 8-го класса, которые представительны практически для всей территории, за исключением северо-восточной и юго-западной части региона.

На рис.4 показано распределение числа землетрясений и суммарной сейсмической энергии за период 1981-1985 гг., из которого видно, что минимум сейсмической энергии приходится на 1983 г., а потом началась активизация сейсмического процесса, при этом сейсмичность достаточно высокая и повышается величина суммарной энергии в основном за счет серии землетрясений 1984-1985 гг. Число землетрясений колеблется от 300 до 430 в год. Для получения представления о том, какова интенсивность разрывных нарушений на различных глубинах необходимо знать, ежегодное распределение по глубине землетрясения за 1981-1985гг. Распределение землетрясений по глубине дано в таблице 2.



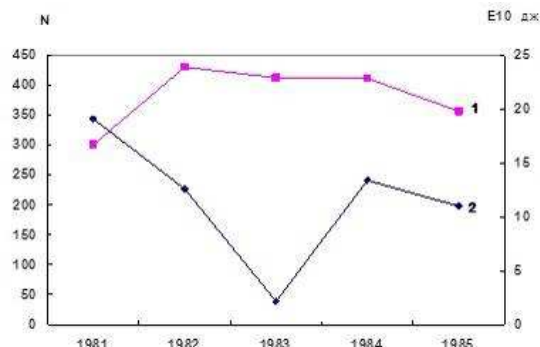


Рис. 4. Распределение числа землетрясений (1) и суммарной выделившейся энергии (2) в регионе за пять лет.

Таблица 2

Распределение землетрясений по глубине

год\h	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50
1981	33	54	11	12	152	2	-	2	-	-
1982	24	73	4	1	168	1	1	-	1	-
1983	21	175	2	1	78	-	-	1	-	-
1984	25	73	-	-	288	-	1	-	-	-
1985	27	47	3	-	229	-	-	1	-	-
1981-85	130	422	20	14	915	3	2	4	1	-

Из таблицы видна глубина залегания гипоцентров, большинство очагов локализовано в верхнем слое земной коры. Максимальное число ( $N=915$ ) очагов имеет глубину от 0 до 25 км. Это объясняется тем, что землетрясения определены по годографу А.Я.Левицкой и Т.М.Лебедевой. Землетрясения, которые имеют глубину от 0 до 10 км определены местным годографом, т.е. годографом Восточного Предкавказья. Единичные толчки имеют глубокое залегание гипоцентра.

На основании проведенной классификации землетрясений по энергии построен график повторяемости. Для построения графика были использованы наблюдения за период 1981-1985 гг. График выдерживает прямолинейность в широком диапазоне энергий от  $10^8$  до  $10^{14}$  дж, со средним значением условного параметра  $\gamma=0,465$ .

Большое количество фактически накопленного инструментального материала послужило основой для того, чтобы рассмотреть такие важные параметры сейсмического режима как  $\gamma$ ,  $A_{10}$ ,  $\gamma$  - угол наклона графика повторяемости;  $A_{10}$  - карта сейсмической активности.

Для графика повторяемости были использованы землетрясения 4-х энергетических классов от 10 до 13 включительно.

Таблица 3

Годы	1981	1982	1983	1984	1985	1981-1985
$A_{10}$	0,2	0,48	0,43	0,376	0,494	0,4
$\gamma$	0,381	0,444	0,493	0,476	0,423	0,465

Из таблицы видно, что в течение пяти лет среднегодовые значения  $A_{10}$  колеблются от 0,2 до 0,5, а угловой коэффициент  $\gamma$  - от 0,4 до 0,5.

Для обоснования уровня сейсмической активности приводятся результаты детального изучения сейсмического режима, в целом Дагестана и сопредельных районов.

Исходными данными для изучения сейсмического режима являются инструментальные и макросейсмические данные за период 1981-1985 гг.

Составлена карта сейсмической активности по методике, разработанной Ю.В.Ризниченко и И.В.Горбуновой [5]. Для составления карты сейсмической активности были использованы землетрясения на уровне 10-го энергетического класса.

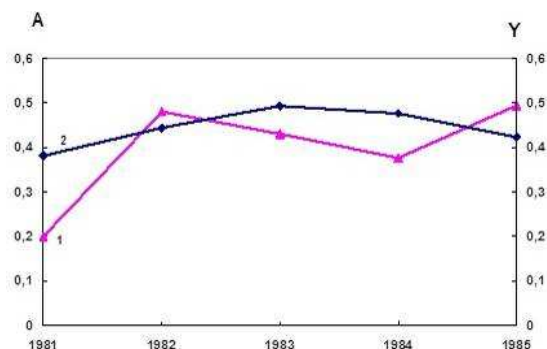


Рис. 5. Изменение во времени сейсмической активности  $A_{10}$  (1) и наклона графика повторяемости  $Y$  (2).

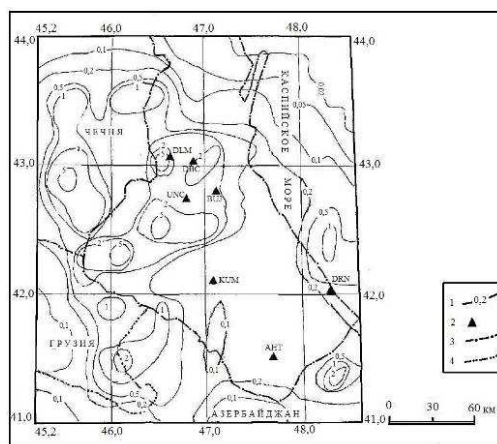


Рис 6. Карта сейсмической активности Дагестана в единицах  $A_{10}$  за 1981-1985гг: 1 - изолиния  $A_{10}$ ; 2 - сейсмическая станция; 3 - граница Северного Кавказа; 4 - государственная граница.

Минимальный уровень сейсмической активности, наблюдаемый на северо-востоке и юго-западе РД  $A_{10}=0,1$ . На этом фоне выделяются пять зон высокой активности Дагестанского клина и юго-восточной части Чеченской республики. Другая зона высокой активности расположена в юго-западном Дагестане в районе Дидайской котловины акватории Каспийского моря и Кусарского прогиба.

#### Литература

1. *Асманов О.А., Алисултанова Г.С., Гамидова А.М., Мусалаева З.А.* Годографы сейсмических волн Восточного Предкавказья. Сейсмичность и гидрогазогеохимия территории Дагестана. Тр. ИГ ДАН СССР №2(17) г.Махачкала 1978г., стр.26-42.
2. *Левецкая А.Я., Лебедева Т.М.* Годограф сейсмических волн Кавказа. Квартальный сейсмический бюллетень XXI №1-4 Тбилиси, 1953г.
3. *Раутиан Т.Г.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. Тр.ТИССАН Тадж.ССР № Душанбе, 1960г.
4. Отчет о результатах сейсмологических наблюдений на территории Дагестанской АССР, проведенные ОМП в 1981г.
5. *Горбунова И.В., Резниченко Ю.В.* Опыт картирования сейсмической активности по методу суммирования. Изд-во АН СССР, Физика Земли №7, 1965г., стр.22-29.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ЗА 1986-1990 г.г.

*Сагателова Е.Ю., Асманов О.А.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

**Аннотация.** Рассматривается сейсмическая обстановка территории региона в 1986-1990 гг., характер распределения выделенной сейсмической энергии и числа землетрясений по годам, а также анализируется сейсмическая активность за изучаемый период.

Сейсмический мониторинг территории Дагестана и смежных с ней районов проводился на базе региональной сети стационарных сейсмических станций, включающей в себя 16 аналоговых станций с центром сбора и обработки в г. Махачкале.

Для оценки эффективности работы системы наблюдений ДФ ГС РАН была построена схема представительности землетрясений Дагестанского региона (рис. 1). При этом учитывалось пространственное расположение сейсмостанций, чувствительность используемой аналоговой аппаратуры и дальность регистрируемых землетрясений разных энергетических классов. По изосейстам на рис. 1. видно, что наиболее надёжная регистрация землетрясений имеет место в центральной зоне Дагестана (станции: Дылым, Дубки, Унцукуль, Буйнакск, Аракани) и соответствует  $K_{min}=6$ . Почти для всего Дагестана представлены землетрясения с  $K_{min}=7$ , а для всей рассматриваемой территории (в пределах координат 41,00-43,80 с.ш., 45,50-48,70<sup>0</sup> в.д.)  $K_{min}=8$ . Определение представительности землетрясений по инструментальным данным проводилось по методике описанной в [4].

Сейсмичность территории Дагестана и прилегающих смежных районов за период 1986-1990 гг. была неравномерной (рис. 2), как по числу землетрясений, так и по выделившейся в их очагах суммарной энергии.

На рис. 2 представлена общая сводная карта эпицентров землетрясений Дагестана и прилегающих смежных районов выше  $K_p=5$  за период 1986-1990 гг. Следует отметить полосу эпицентров северо-восточного простирания в районе Андийского хребта, Чиркейского водохранилища и эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения 1970 г. протяжённостью около 135 км.

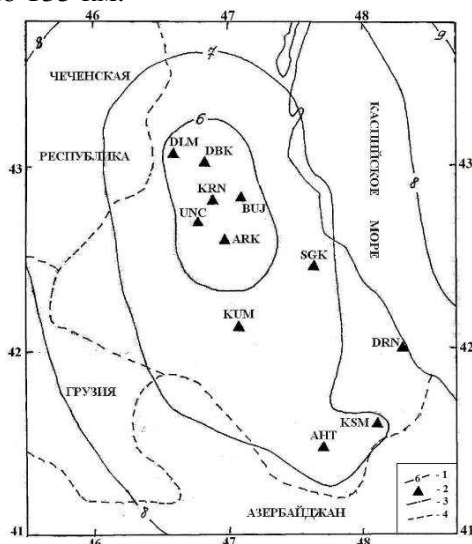


Рис 1. Карта энергетической представительности землетрясений Дагестана по данным наблюдений в 1990 г.: 1 - изолиния  $K_{min}$ ; 2 - сейсмическая станция; 3, 4 - граница республик Российской Федерации и государственная граница.

Наиболее сильные землетрясения отмечены в центральном районе Дагестана (08.09.89 г. в 20 ч.12 мин. с  $K=12$ ) и 8 землетрясений 11 класса.

Наиболее сильные землетрясения произошли на приграничных с Дагестаном территориях: 03.08.1989 г. в 07 ч. 42 мин. ( $K_p=13,1$ ), 04.08.1989 г. в 09 ч. 27 мин. с  $K=12$  на северном склоне Андийского хребта (оба события в пределах ЧР), и 6 землетрясений с  $K=11$  в зоне главного Кавказского хребта на границе Дагестана и Грузии. В районе Багосского хребта произошли следующие землетрясения: 05.05.1987 г. в 10 ч. 40 мин. с  $K=12,6$ ; 17.12.1989г. в 05 ч. 50 мин с  $K=11,6$ ; 21.06.1990 г. в 22 ч. 25 мин. с  $K=12$  и 6 землетрясений с  $K=11$ .

В предгорной области, к югу от сел. Сергокала, вблизи с. Кичи-Гамри и с. Гаша отмечены: сильное землетрясение 03.05.1988 г. в 09 ч. 15 мин. с  $K=13,6$ ; сильные повторные толчки в 08 ч. 41 мин. с  $K=12,6$  и в 08 ч. 43 мин. с  $K=12,6$ . Там же в 10 ч. 07 мин. произошёл повторный толчок с  $K=11,6$  и 8 землетрясений с  $K=11$ .

В юго - восточной части Дагестана в районе сел Даг. Огни отмечено сильное землетрясение 03.01.1990 г. в 08 ч. 25 мин. с  $K=13$ .

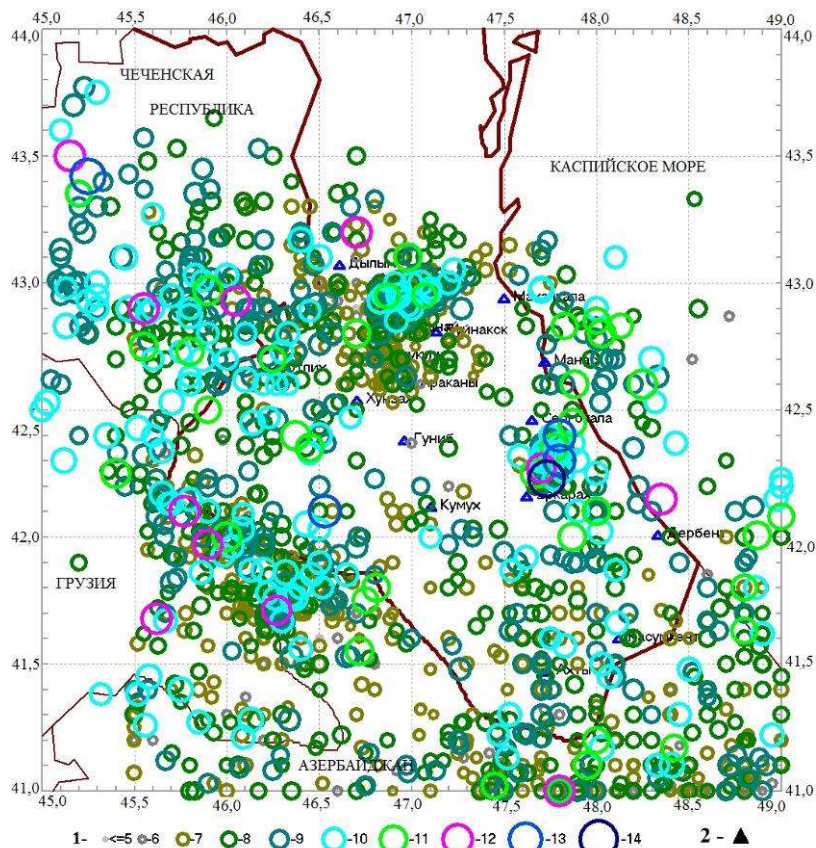


Рис 2. Карта эпицентров землетрясений Дагестана и прилегающих территории с  $K=5-14$ : 1 - энергетический класс  $K_p$ , 2 - сейсмическая станция.

В пределах Дагестана слабые поверхностные очаги землетрясений расположены в основном в приграничных зонах, в восточной части Средней акватории Каспийского моря и в западной части полосой меридионального направления. Центральная же часть Известняковой области и Сланцевого Дагестана асейсмична.

Сейсмичность территории Дагестана и прилегающих смежных районов за период 1986-1990 гг. была неравномерной (рис. 2) как по числу землетрясений, так и по выделившейся в их очагах суммарной энергии.

Среднегодовое количество выделенной сейсмической энергии колебалось в пределах от  $0,23 \times 10^{12}$  дж до  $104 \times 10^{12}$  дж (рис. 3).

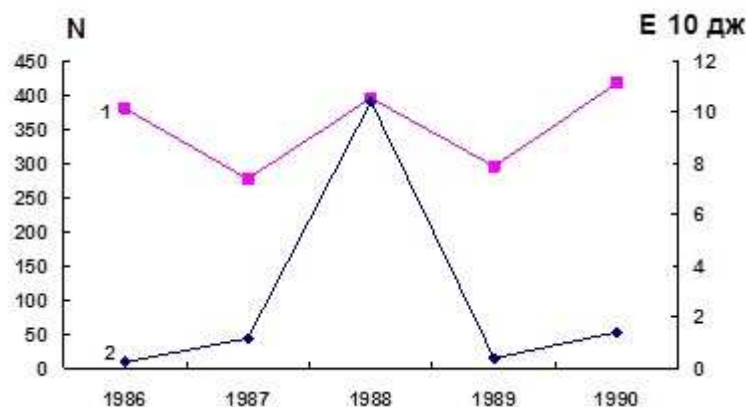


Рис 3. Распределение числа землетрясений (1) и суммарной выделившейся энергии (2) по годам в регионе за 1986-1990 гг.

Резкое повышение уровня сейсмичности наблюдается в 1988 г. Это связано с сильным 7-балльным землетрясением [1] в предгорной области с. Сергокала 3.05.1988г. в 09 ч. 15 мин с  $K_p=13,6$ ,  $M=4,9$ ,  $J_0=7$  баллов. Землетрясение сопровождалось интенсивной серией афтершоков с  $8 \leq K \leq 12$ , количество которых до конца года достигло

202, некоторые из них были ощутимыми. Более слабые землетрясения из этой очаговой зоны сейсмостанциями Дагестана не зарегистрированы.

Повышенная сейсмичность наблюдалась в плоскостном Дагестане. В районе Даг. Огней зарегистрировано землетрясение 3 января 1990 г. в 08 ч. 25 мин. с  $K_p=13$ ,  $M=4,7$  с интенсивностью в 7 баллов, которое ощущалось в пос. Даг. Огни, Зидьян-Казмаляр, Бильчади, Чинар. Количество выделенной сейсмической энергии составляло  $14,04 \cdot 10^{12}$  дж. В отличие от Кичи – Гимринского здесь не наблюдалась форшоковая и афтершоковая активность [3].

24 августа 1989 г. в 18 ч. 55 мин. в Каспийском море ( $\varphi = 41,6$  с.ш.  $\lambda = 48,9$  в.д.) на глубине  $H=36$  км произошло землетрясение с  $K=11,6$ . Оно ощущалось в г. Дербенте силой в 4-5 баллов.

По последним двум землетрясениям (Кичи-Гамринское и Дагогнинское) с  $J_0=7$  баллов было проведено макросейсмическое обследование и написаны отдельные отчёты и статьи [1,2,3]., в которых приводятся подробные инструментальные и макросейсмические данные, описана их форшоковая и афтершоковая детальность, показано с какими тектоническими структурами связаны очаги землетрясений и к каким разломам тяготеют, а также рассмотрена сейсмическая предыстория каждого из землетрясений.

Для получения представления о том, какова интенсивность разрывных нарушений на различных глубинах, необходимо знать, как распределяются по глубине землетрясения. С этой целью был построен средний для Дагестана и смежных районов график  $N(H)$  с интервалом в 5 км (рис. 4).

По графику можно отметить следующую особенность: на глубинах 0-10 и 20-25 км чётко выделяются слои высокой сейсмичности, в которых происходит преобладающее большинство землетрясений региона. Однако нет уверенности в том, что максимум 20-25 км существует в действительности. Возможно, он возникает из-за неуверенного определения глубин очагов с использованием Кавказского годографа [5].

Макросейсмические данные.

Кичи-Гимринское землетрясение произошло 3 мая к югу от районного центра с.Сергокала, вблизи с.Кичи-Гамри и с. Гаша с  $M=4,9$ ;  $J_0=7$ баллов с координатами  $\varphi = 42,31$  с.ш.  $\lambda = 47,76$  в.д., на глубине 7-10 км. С максимальной интенсивностью до 7 баллов оно ощущалось в селениях, расположенных в радиусе до 13 км.

Общая площадь сотрясений до 3-х баллов составляет  $\approx 32500$  км<sup>2</sup>, длина продольной оси 3-х балльной изосейсты равна 92 км, поперечной – 79 км [1].

Анализируя параметры макросейсмического поля землетрясения, представленные в таблице 1, можно сделать следующие выводы:

- отношение продольных радиусов изосейст к поперечным  $r_a/r_b = 1,32$ ;
- отношение радиусов  $r_a$  предыдущих областей к радиусам  $r_{a+1}$  последующих также имеет равномерное нарастание, составляющее в среднем  $r_a/r_{a+1}=0,54$ ;
- аналогичную тенденцию сохраняют и отношения поперечных радиусов  $r_b/r_{b+1}=0,51$ ;
- отношение площадей  $S_{i+1}$  последующих сотрясённых областей к предыдущим  $S_i$  имеет убывающий характер;
- коэффициент  $\nu$  затухания интенсивности сотрясений вдоль продольной оси эллипсов ниже, чем поперечный;
- среднее значение коэффициента затухания  $\nu_{cp}$  макросейсмической интенсивности во всех изосейстах, рассчитанное по методике Н.В. Шебалина [7], равно 3,86, что на 0,26 выше среднего коэффициента затухания макросейсмической интенсивности, определённого для землетрясений Дагестана в целом (3,6) [8].



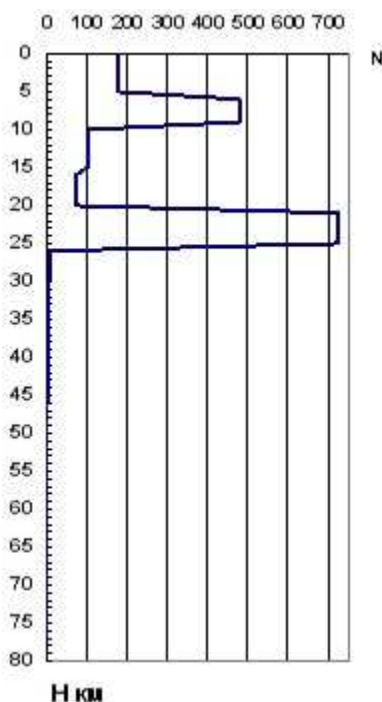


Рис 4. График распределения числа землетрясений по глубинам на рассматриваемой территории за период 1986-1990 гг.

Таблица 1

Значение основных параметров макросейсмического поля Кичи-Гамринского землетрясения

J баллы	Рабочие изосейсты, км			Отношения радиусов			Площадь зоны S км <sup>2</sup>	Коэффициент затухания			S <sub>i+1</sub> /S <sub>i</sub>
	Продольный r <sub>a</sub>	Поперечный r <sub>b</sub>	Средний r <sub>ср</sub>	r <sub>a</sub> /r <sub>b</sub>	$\frac{a}{r^1} / \frac{a}{r^{1+1}}$	$\frac{b}{r^1} / \frac{b}{r^{1+1}}$		V <sub>a</sub>	V <sub>b</sub>	V <sub>ср</sub>	
7	5,0	2,86	3,78	1,75	-	-	44,86	-	-	-	
6	12,15	12,15	12,15	1,0	0,411	0,235	463,53	2,63	1,59	1,97	10,3
5	39,89	23,59	27,85	1,39	0,304	0,515	2435,45	1,94	3,47	2,78	5,2
4	57,2	42,9	49,54	1,33	0,697	0,55	7706,22	8,41	3,86	4,02	3,2
3	91,52	78,65	84,84	1,16	0,625	0,545	22601,17	5,0	3,8	4,29	2,9
2	138,71	108,68	122,78	1,28	0,66	0,724	47335,27	5,55	7,14	6,25	2,1
Средние значения				1,32	0,54	0,51		4,31	3,97	3,86	

По всей вероятности повышенное затухание вызвано близостью очага к разломной зоне, чаще всего достаточно раздробленной, что увеличивает поглощение сейсмических волн.

Дагогнинское землетрясение произошло 3 января 1990 г. в 08 ч. 25 мин. (K<sub>p</sub>=13) M=11,7, J<sub>0</sub>=7 баллов [2,3]. Оно произошло в 7-10 км северо-восточнее - посёлка Даг. Огни. В результате землетрясения были повреждены и частично разрушены здания в 26 сельских населённых пунктах г. Дербента и п. Даг. Огни, где проживает в общей сложности 160 тыс. человек. Всего повреждено 3640 жилых домов. Из них 373 непригодны к дальнейшей эксплуатации и подлежат сносу.

В результате анализа сейсмической обстановки региона за 1986-1990 гг. получены следующие результаты:

- построена карта энергетической представительности землетрясений Дагестана по данным наблюдений в 1986-1990 гг.;

- построена карта распределения эпицентров землетрясений на территории Дагестана и прилегающих районов;

- в мае 1988 г. в районе с. Сергокала произошло разрушительное землетрясение с энергетическим классом K<sub>p</sub> = 13,6, что подробно описано в статье [1];

- в мае 1990 г. в районе пос. Даг. Огни произошло разрушительное землетрясение с энергетическим классом  $K_p = 13$ , что подробно описано в отчете [3].

#### Литература

1. *Асманов О.А., Гаджиев С.О., Левкович Р.А.*, Кичи-Гамринское землетрясение 3 мая 1988 г. – В сб. Землетрясения в СССР в 1988 году. М., Наука, 1990 г.
2. Архивные материалы по макросейсмическому обследованию землетрясений Дагестана ДФ ГС РАН. Махачкала.
3. *Ревелис И.Л., Тагиров Б.Д., Левкович Р.А., Асманов О.А.* и др. Отчёт по теме «Макросейсмическое обследование последствий Дагогнинского землетрясения 3 января 1990 г.». Фонды ДГПИ, Махачкала, 1990 г., с.64.
4. *Гайский Б.Н., Жалковский Н.Д.* Исследование повторяемости землетрясений Западной Тувы./Физика Земли. -1971 г. № 9, с. 16-28.
5. *Левицкая А.Я., Лебедева Т.М.* Годограф сейсмических волн Кавказа./Квартальный сейсмический бюллетень. Тбилиси, 1953 г., 21, № 1-4, с. 51-60.
6. *Медведев С.В. (Москва), Шконхойер В. (Иена), Карник В. (Прага).* 1965 г. Школа сейсмической интенсивности MSK-64. М.: Изд-во МГКАН СССР, 11с.
7. *Шебалин Н.В.* 1968 г. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании / сейсмическое районирование СССР М.: Наука, с. 95-111.
8. *Асманов О.А., Мусалаева З.А.* Определение коэффициентов уравнения макросейсмического поля Дагестана. В сб. «Сейсмический бюллетень Кавказа за 1976 г.». Тбилиси, Мецниереба, 1979 г., с. 134-137.

### СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЗА 1991-1995 г.г.

*Абдулаева А.Р., Асманов О.А.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

Приводятся результаты изучения сейсмического режима территорий Дагестана и прилегающих районов на базе каталога землетрясений Дагестана.

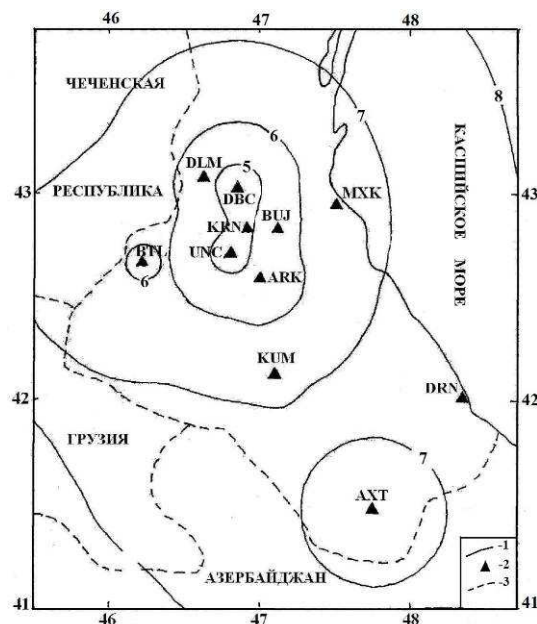
Дагестан является одним из сейсмоактивных регионов на Северном Кавказе и обусловлено это интенсивными современными геодинамическими процессами. Здесь землетрясения происходили и происходят постоянно. Так, первые сведения о землетрясениях в Южном Дагестане относятся к древности (650 г. н.э.). Достаточно сведений о сейсмических событиях в 1667-1668 гг. Здесь произошли многочисленные землетрясения в Южном Дагестане. Резкая сейсмическая активизация в центральном Дагестане тектонической области Дагестанского клина наблюдалась в 1830 г. В этом районе произошло 9-ти балльное землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмичность в регионе остается высокой и в настоящее время. В данной работе приводятся результаты изучения сейсмического режима Дагестана и смежных районов за период 1991-1995 гг. К этому времени региональная сеть состояла из 17 сейсмических станций ДФ ГС РАН.

Таким образом, система сейсмических наблюдений обеспечила представительную регистрацию землетрясений с  $K_{min}=8$  на всей территории региона, а в центральной части территории с  $K_{min}=6-7$  (рис.1).

За пятилетний период в регионе зарегистрировано более 900 землетрясений с  $K \geq 5$ , из них с  $K_p = 13$  – четыре, с  $K_p=12$  – восемь событий. Распределение землетрясений по энергетическим классам приведено в таблице 1.

На рис.2 представлена карта эпицентров землетрясений с  $K \geq 5$  за 1991-1995 гг. Следует отметить полосу эпицентров северо-восточного простирания в пределах Андийского хребта, Чиркейского водохранилища и эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения 1970 г. протяженностью более 160 км.

Наиболее сильные ( $K_p=12$ ) землетрясения отмечены в центральном районе Дагестана (15 февраля в 12 ч. 52 мин 1992г. с  $K=12,5$ ; в 13 ч. 30 мин с  $K= 11,8$ ; и в 13 ч.37 мин с  $K=12,0$ ) в районе Андийского хребта 19 марта 1992 г. в 19 ч. 16 мин с  $K=12,0$  и в приграничной зоне Чеченской республики.



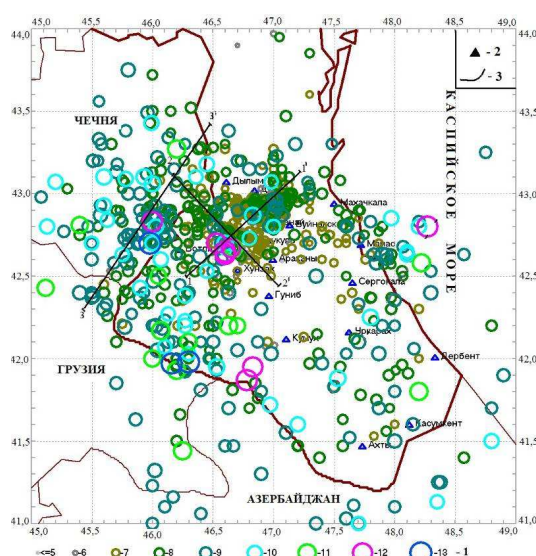
**Рис. 1.** Карта энергетической представительности землетрясений региона к 1995г.: 1 – изолинии  $K_{min}$ ; 2 - сейсмические станции Дагестана; 3 – граница Дагестана.

В пределах Богосского хребта и Нукалинской котловины локализованы четыре землетрясения (21 октября 1991 г. в 11 ч. 58 мин с  $K=12,2$ ; 19 марта 1993 г. в 20 ч. 05 мин с  $K=12,5$ ; 17 апреля 1994 г. в 19 ч. 13 мин с  $K=12,6$ ). В акватории Каспийского моря локализовано большое число землетрясений 8-9 классов, а также два землетрясения 11,12 классов (21 мая 1991 г. в 17 ч. 37 мин с  $K=12,3$ ; 9 июля 1992 г. в 11 ч. 38 мин с  $K=11$ ).

Таблица 1

Распределение землетрясений на территории Дагестана и смежных районов по энергетическим классам и по годам.

г.\К	5	6	7	8	9	10	11	12	13	итого
1991	-	36	64	47	40	9	1	3	-	200
1992	5	69	103	77	49	12	5	4	1	325
1993	-	24	34	36	29	4	1	1	-	129
1994	-	14	25	45	21	8	3	-	3	119
1995	9	36	39	37	35	7	3	-	-	156



**Рис. 2.** Карта эпицентров землетрясений Дагестана с  $K \geq 5$  за 1991-1995гг.: 1 - энергетический класс  $K_p$ ; 2 - сейсмическая станция; 3 - граница республик Северного Кавказа.



В Южном Дагестане в районе Самурского и Джуфудагского хребтов локализованы землетрясения 8-9 классов, одно землетрясение с  $K=11$  (18 августа 1995 г. в 04 ч. 24 мин.) и три землетрясения 10 класса.

На рис.3 представлено распределение очагов землетрясений по глубине в центральной части Дагестана, в сейсмофокальной зоне Дагестанского клина по продольному 1-1' (а) и поперечному 2-2' (б) разрезам. Разрез вдоль линии 1-1' (а) показывает, что глубина залегания очагов землетрясений варьирует в диапазоне до 20 км, а максимальная плотность очагов приходится на глубины 3-15 км.

Распределение очагов землетрясений по глубине (рис.3) по линии 1-1' (а) и 2-2' (б) позволяет локализовать зоны нарушений в вертикальном направлении. Площадь, занятая сейсмофокальной областью, равна 7500-8000 км<sup>2</sup>.

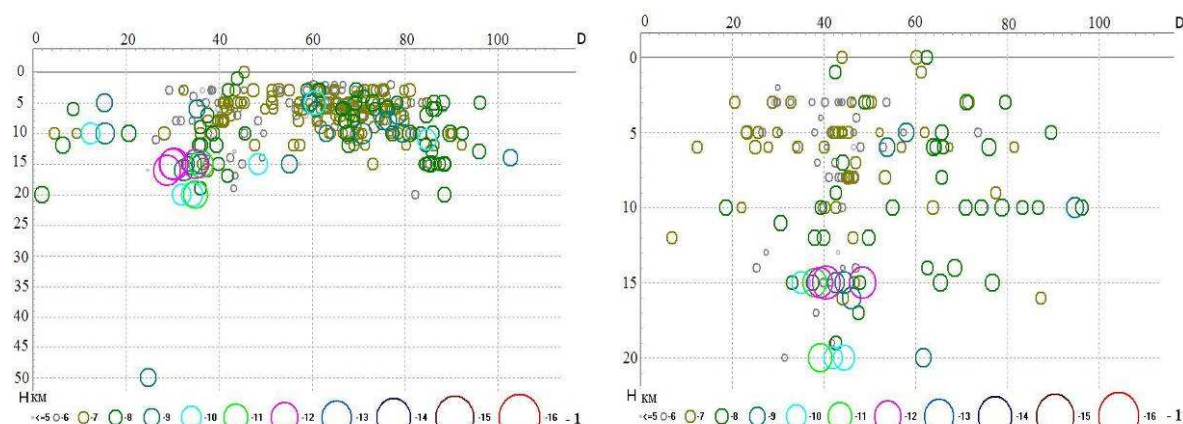


Рис. 3(а, б). Глубинные разрезы по 1-1' (а) и по 2-2' (б) для землетрясений, показанных на рис. 2, по зонам концентрации эпицентров. 1- энергетический класс.

На рис.4 приведены вертикальные разрезы землетрясений за 1991-1995 гг. по линии 3-3' (см. рис.2), которая проходит по сейсмофокальной области юго-восточной части Чеченской республики. По разрезам видно, что преобладающее большинство очагов землетрясений лежит на глубине менее 23 км.

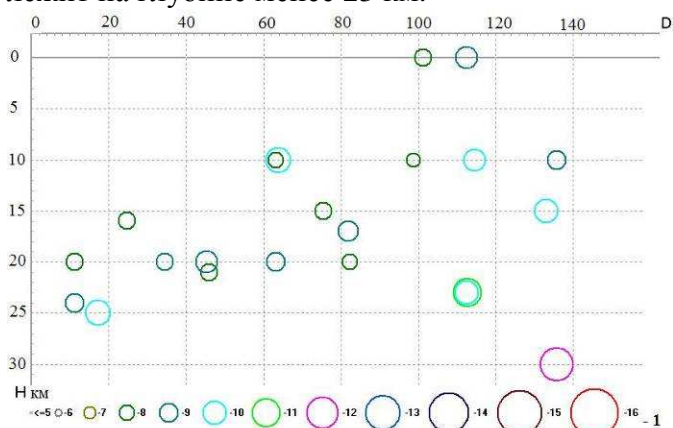


Рис. 4. Глубинный разрез на вертикальной плоскости по линии 3-3' для землетрясений, показанных на рис 2; 1 – энергетический класс.

На рис. 5 представлено распределение землетрясений Дагестана за 1991-1995 гг. по энергетическому классу. Как видно по графику, большую часть землетрясений можно отнести к 7-8 энергетическому классу.

При изучении сейсмического режима определение глубин залегания очагов, т.е. выделения сейсмоактивного слоя, является одним из важных вопросов. Для выявления общих закономерностей распределения землетрясений по глубине нами был построен график, который показывает распределение количества землетрясений по глубине без учёта классов землетрясений (рис.6).

Из рисунка видно, что на рассматриваемой территории гипоцентры очагов землетрясений расположены в интервале от 3 до 30 км. График распределения имеет только один отчётливый максимум на глубине 3-15 км. Таким образом, за мощность сейсмического слоя можно принять примерно 25 км с максимумом количества гипоцентров на глубине 3-15 км.

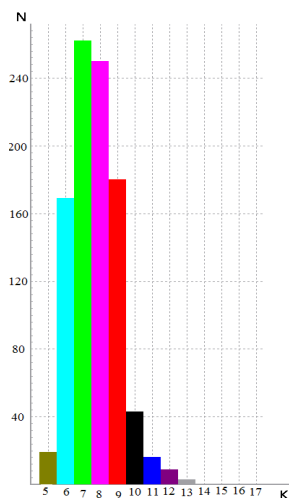


Рис. 5. График распределения землетрясений по энергетическому классу за 1991-1995гг.

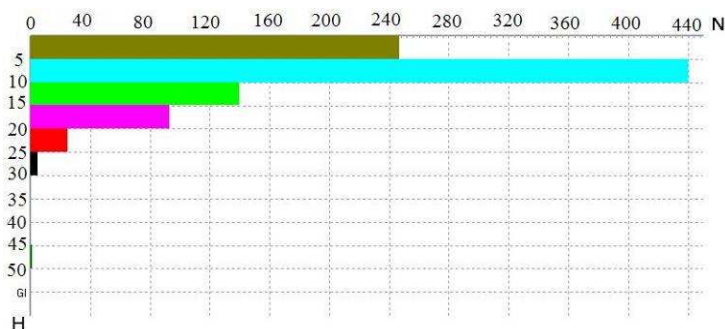


Рис.6. График распределения количества землетрясений N по глубине h за 1991-1995 гг.

Сейсмичность территории региона за период 1991-1995 гг. была неравномерной (рис. 2), как по числу землетрясений, так и по числу выделившейся в их очагах суммарной энергии. В рассматриваемый период сейсмичность изучаемой территории оставалась на уровне фоновой (за исключением событий 1992г. и 1994 г.), которая характеризовалась проявлением землетрясений со старшим классом  $K_p=11-12$ . Количество выделенной сейсмической энергии колебалось в пределах от  $0,4 \times 10^{12}$  Дж до  $30,4 \times 10^{12}$  Дж (рис. 7). В 1992 г. зарегистрировано аномально высокое количество землетрясений со старшим энергетическим классом  $K_p=13$ .

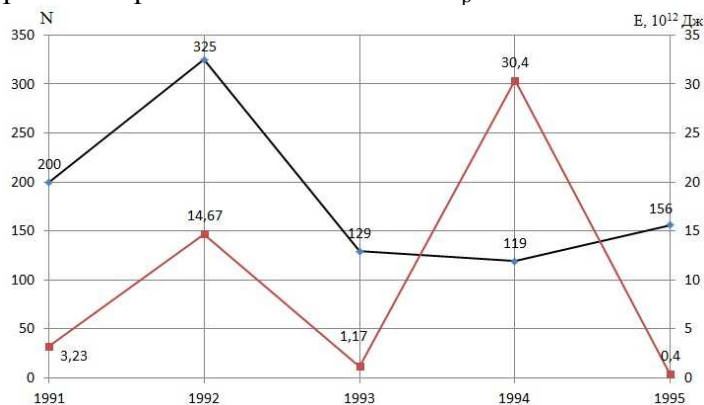


Рис. 7. Распределение выделившейся сейсмической энергии (E) и числа землетрясений (N) на территории Дагестана и смежных районов за 1991-1995 гг.

Резкое повышение уровня сейсмичности в 1992 г. связано с сильным 7-ми балльным землетрясением нагорного Дагестана на расстоянии 13 км от с. Хунзах в северо-западном направлении (15 февраля в 12 ч. 52 мин.,  $K_p=12,9$ ,  $M=4,7$ ). Землетрясение сопровождалось серией интенсивных афтершоков с  $8 \leq K \leq 12$ , количество которых до конца года достигло 180, некоторые из них были ощутимыми, а более слабые землетрясения из этой очаговой зоны сейсмостанциями Дагестана не регистрировались. Количество выделенной сейсмической энергии составило  $E=14,67 \times 10^{12}$  Дж.

Повышенная сейсмичность наблюдалась в области высокогорного Дагестана в пограничной зоне с Грузией. В 1994 г. в 08 ч. 02 мин. здесь произошло Тляратинское землетрясение с  $K_p=13$ ,  $M=4,8$ ,  $J_0=5-6$  баллов [3]. Землетрясение ощущалось практически на всей территории горного Дагестана силой от 3 до 5 баллов. В отличие от Тлохского землетрясения, здесь не наблюдалось повторных толчков [3]. По последним двум землетрясениям 7 и 5-6 баллов было проведено макросейсмическое обследование и написаны отдельные статьи [3,4], в которых приводятся подробные данные о землетрясениях, описана их форшоковая и афтершоковая последовательность. Кроме того в этой же зоне зарегистрировано 4 землетрясения с  $K_p=11$ .

Рассмотрим распределение выделенной сейсмической энергии за рассматриваемый период по годам. В 1991г. сейсмичность была на уровне фоновой. Величина высвободившейся сейсмической энергии в 1992 г. составляет  $E=14,67 \times 10^{12}$  Дж и находится выше фонового уровня. Величина выделенной сейсмической энергии в 1993 и 1995 гг. сейсмичность также была на уровне фоновой, а в 1994 г. – выше фоновой.

Распределение числа сейсмических событий в течение 5 лет также неравномерно, что связано с особенностями сейсмичности изучаемой территории. С 1991 г. по 1992 г. число землетрясений увеличилось более чем в 1,6 раза (200 против 325). Далее наблюдается уменьшение количества их до минимума  $N = 107$  в 1994 г., а в 1995 г. снова увеличиваются сейсмические события в 1,36 раза (107 против 146).

По данным землетрясений  $K \geq 8$  были рассчитаны графики повторяемости, на основе которых определены значения наклона графика  $\gamma$  и сейсмической активности  $A_{10}$ . Видно, что в течение 5 лет среднегодовые значения  $A_{10}$  колеблются в пределах 0,04 – 0,12, а  $\gamma \approx 0,30-0,44$ .

Таблица 2

Годовые значения параметров сейсмического режима для региона					
Годы	1991	1992	1993	1994	1995
$A_{10}$	0,09	0,12	0,04	0,08	0,07
$\gamma$	0,3	0,35	0,44	0,38	0,315

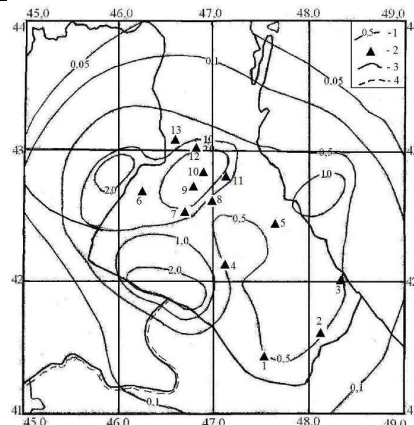


Рис. 8. Карта сейсмической активности территории Дагестана в единицах  $A_{10}$  за 1991-1995гг.: 1- изолиния  $A_{10}$ ; 2 - сейсмическая станция; 3 - граница республик Северного Кавказа; 4 - государственная граница. (Сейсмические станции: 1 – Ахты; 2 – Касумкент; 3 - Дербент; 4 – Кумух; 5 - Сергокала; 6 – Ботлих; 7 – Хунзах; 8 – Аракани; 9 – Унцукуль; 10 – Каранай; 11 – Буйнакск; 12 – Дубки; 13 – Дылым).

Для построения карты сейсмической активности в единицах  $A_{10}$  (рис. 8) рассматривалась совокупность эпицентров для всей площади в пределах указанных выше координат. Карта построена методом суммирования с постоянной точностью при  $N = 5$  и  $\gamma = 0,42$  [2]. Минимальный уровень сейсмической активности, наблюдаемый на северо-востоке и юго-западе Дагестана, составляет  $A_{10} = 0,05$  и  $0,1$ . На этом фоне наблюдаются 4 зоны более высокой активности: область Дагестанского клина, восточная часть Чеченской республики, юго-запад Дагестана (район с. Бежта), акватория Каспия. Карта сейсмической активности, приведённая на рис. 8 даёт наглядное представление о пространственном распределении сейсмичности.

В результате анализа сейсмического режима территории Дагестана и прилегающих районов на базе каталога землетрясений за 1991-1995 гг. получены следующие результаты:

- построена карта энергетической представительности землетрясений  $K_{min}$  Дагестана;
- построена карта распределения эпицентров землетрясений на территории Дагестана и сопредельных районов;
- построены графики повторяемости и составлена карта сейсмической активности рассматриваемого региона;
- 15 февраля 1992 г. произошло 7-ми балльное разрушительное землетрясение в нагорном Дагестане на расстоянии 13 км от с. Хунзах в северо-западном направлении (в 12 ч. 52 мин.,  $K_p = 12,9$ ,  $M = 4,7$ ) что подробно описано в статье [4].

#### Литература

1. Аранович З.И., Ахалбедашвили А.М., Гоцадзе О.Д. Методика расчета эффективности региональных сейсмических станций на примере Кавказа./ Вопросы оптимизации и автоматизации сейсмических наблюдений. Тбилиси: Мейниереба, 1977 г., с.27-57.
2. Горбунова И.В., Ризниченко Ю.В. Опыт картирования сейсмической активности по методике суммирования./ Физика Земли. 1965 г. № 7, с.22-29.
3. Архивные материалы по макросейсмическому обследованию землетрясений Дагестана. ДФ ГС РАН. Махачкала.
4. Асманов О.А., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. Тлохское землетрясение 15.02.1992 г. В сб. «Землетрясения Северной Евразии в 1992 г.»-М.: ОИФЗ РАН. 1997 г., с.22-28.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА ЗА 1996-2000 гг.

Асманов О.А., Асекова З.О.

Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН

**Аннотация.** На основе пространственно – временного распределения сейсмичности в пределах Дагестана и прилегающих районов анализируется развитие сейсмического процесса, а также характер распределения выделенной сейсмической энергии и числа землетрясений по годам за период 1996-2000 гг.

Дагестан – горная республика и поэтому характеризуется высокой сейсмичностью. Древние литературные материалы свидетельствуют о многочисленных разрушительных землетрясениях, имевших место в её пределах за историческое время. Помимо разрушительных землетрясений, здесь происходили и происходят землетрясения меньшей силы, ощущаемые людьми, а также отмечаемые сейсмическими приборами.

В данной работе описывается проявление сейсмичности и сейсмический режим по инструментальным данным за период 1996-2000 гг. в пределах Дагестана и смежных районов. На территории Дагестана за рассматриваемые периоды функционировало 15 региональных и пять временных станций (см. рис.1). Все они работают и по сегодняшний день и оснащены трёхкомпонентными станциями, а также приборами сильных движений. Дислокация сейсмических станций показана на рис.1. вместе с изолиниями энергетической представительности землетрясений  $K_{min}$ . Согласно этой

карте, сеть сейсмических станций ДФ ГС РАН обеспечивает уверенную регистрацию землетрясений с  $K_{\min}=6$  в центральной части Дагестана, вблизи группы станций «Дылым», «Дубки», «Каранай», «Буйнакск», «Унцукуль», «Аракани», «Хунзах», «Ботлих». На большей части территории Дагестана не пропускаются землетрясения с  $K_{\min}=7$ . На всей территории Дагестана и в его приграничной полосе уровень представительных землетрясений соответствует  $K_{\min}=8$ .

Координаты эпицентров землетрясений определялись разными методами, но главным образом применялся способ засечек. При этом использовались различные региональные и локальные годографы.

С 1997 г. расчеты проводились по программе, составленной С.Р.Амировым.

Сведения о параметрах очагов землетрясений, содержащиеся в различных каталогах, а также в отчетах ДФ ГС РАН, систематизированы и сведены в единый каталог землетрясений региона [2].

Распределение количества землетрясений по величинам их энергетических классов за 1996-2000 гг. по инструментальным данным приведены в табл.1.

Таблица 1  
Распределение землетрясений Дагестана и прилегающих районов за 1996-2000 гг. по энергетическим классам.

K	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N	56	298	553	465	261	151	40	6	2	1

На основании этих данных нами была построена карта эпицентров землетрясений изучаемой территории за тот же период с  $K \geq 6$ , которая даёт качественное представление о сейсмичности региона (рис.2). На нём показано пространственное распределение землетрясений с  $K \geq 6$  за период 1996-2000 гг. Следует отметить полосу эпицентров северо-восточного простирания в районе Андийского хребта, Чиркейского водохранилища и эпицентральной зоны Дагестанского землетрясения 1970 г. протяженностью около 150 км. Наиболее сильное землетрясение отмечено в центральном районе Дагестана 31 декабря 1999г. в 05 ч. 07 мин. с  $K=14,3$ . В этом же районе отмечены повторные толчки: 21 февраля 1999 г. в 18ч. 14 мин с  $K=13,22$ ; 15 апреля 1999г. в 11ч. 16 мин с  $K= 12,6$ ; 19 сентября в 16 ч. 46 мин с  $K= 12,4$ . В пределах района Чиркейского водохранилища локализованы 22 землетрясения 11 класса: 19 июля 1998 г. 08 ч. 06 мин с  $K=11,1$ ; 30 августа 2000 г. в 18 ч. 19 мин с  $K=11,3$ . Зарегистрированы также многочисленные землетрясения 9-10 класса в приграничной зоне с Чеченской республикой.

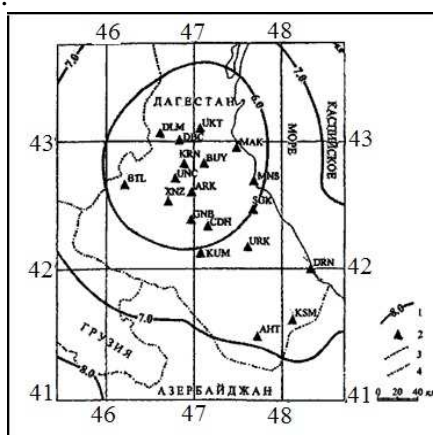


Рис.1. Карта энергетической представительности землетрясений  $K_{\min}$  Дагестана по данным наблюдений в 1996-2000 гг. (1 - изолиния  $K_{\min}$ , 2 - сейсмическая станция, 3 - государственная граница, 4 - граница Дагестана).

В пределах Богосского хребта локализованы землетрясения: 14 января 1999 г. в 22 ч.45 мин с  $K=11,7$ ; 6 июля 1996 г. в 20 ч 17 мин с  $K=10,6$ ; 20 декабря в 11 ч 42 мин с  $K=10,2$ ; 2 августа 1997 г. в 11ч. 19 мин с  $K=10,6$ ; 3 апреля в 20 ч. 32 мин с  $K=10,6$  и несколько десятков землетрясений 9-10 классов.



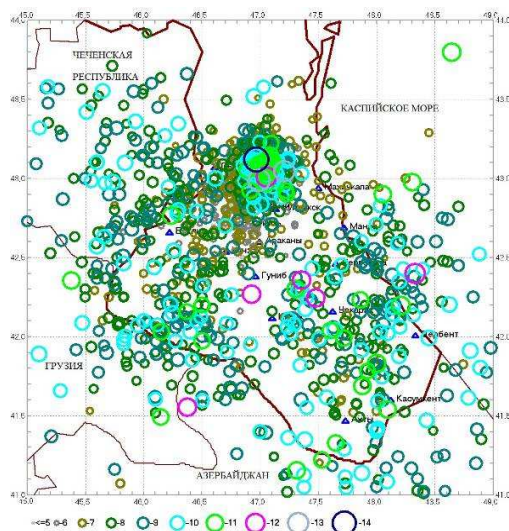


Рис. 2. Карта эпицентров землетрясений Дагестана и прилегающих районов за 1996-2000 гг. с  $K_p > 5$  (1 - энергетический класс  $K_p$ , 2 - сейсмическая станция, 3 - граница республик Северного Кавказа)

Наибольшей плотностью землетрясений характеризуется участок на побережье Дагестана и акватория Каспийского моря: 21 января 1997 г. в 10 ч. 57 мин с  $K=11,3$ ; 7 июля 1998 г. в 11 ч. 28 мин с  $K=11,6$ ; 26 января 1999 г. в 23 ч. 49 мин с  $K=11,7$ ; 2 декабря 2000 г. в 15 ч. 35 мин с  $K=11,6$  и многочисленные землетрясения 9-10 классов.

В Южном Дагестане в районе Самурского и Джуфуджского хребтов локализованы следующие землетрясения: 28 июня 1997 г. в 06 ч. 45 мин с  $K=11,5$ ; 9 октября в 18 ч. 59 мин с  $K=11,7$ ; 2 декабря в 15 ч. 59 мин с  $K=11$ ; 4 декабря в 06 ч. 06 мин с  $K=10,6$ ; 18 апреля 1998 г. в 19 ч. 47 мин с  $K=11,4$ ; 24 февраля 1999 г. в 02 ч. 26 мин с  $K=11,1$ ; 4 марта в 04 ч. 49 мин с  $K=10,8$ ; 9 марта 2000 г. в 14 ч. 29 мин с  $K=10,8$ . Распределение очагов землетрясений по глубине можно анализировать по табл. 2

Таблица 2

Распределение очагов землетрясений Дагестана и прилегающих районов за 1996-2000 гг. по глубинам.

h, км	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50	51-55	56-60	61-70	71-80
N	376	321	323	289	187	158	71	32	24	24	4	9	3	11

Основная масса гипоцентров расположена в пределах глубин до 30 км, меньшее количество землетрясений имеют глубины 31-50 км, а землетрясения с глубиной  $h \geq 50$  км – единичные и их очаги приурочены к морской части территории республики.

Сейсмичность исследуемой территории за период 1996-2000 гг. была не равномерной (рис.2) как по числу землетрясений, так и по выделившейся в их очагах суммарной энергии.

В течение 5 лет сейсмичность изучаемой территории (за исключением 1999 г.) оставалась на уровне фоновой, которая характеризовалась проявлением землетрясений со старшим классом  $K_p=11-12$ , количество выделенной сейсмической энергии колебалось в пределах от  $0,59 \times 10^{12}$  дж до  $1,75 \times 10^{12}$  дж (рис.3).

В 1999г. зарегистрировано anomalно высокое количество землетрясений со старшим энергетическим классом  $K_p=14,3$ . Это связано с сильным 7-ми балльными землетрясениями [3, 4] в западной части Предгорного Дагестана в районе г. Кизилюрта 31 января в 05 ч. 08 мин. Землетрясение сопровождалось интенсивной серией афтершоков с  $8 \leq K \leq 13$ , количество которых до конца года достигло 145 ( $K \geq 8$ ), некоторые из них были ощутимыми. Количество выделенной сейсмической энергии составило  $126,12 \cdot 10^{12}$  дж.

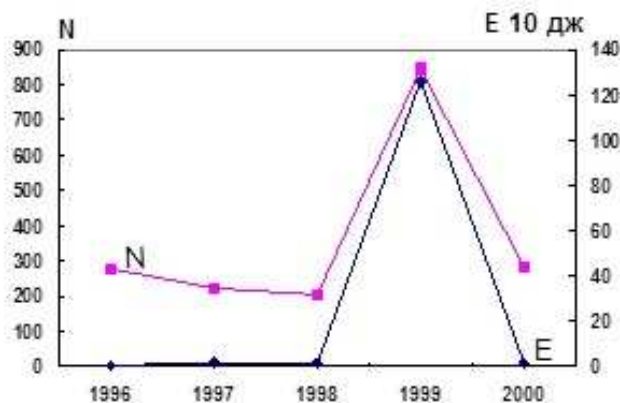


Рис. 3. График распределения по годам выделившейся сейсмической энергии и числа землетрясений в Дагестане за 1996-2000 гг.

Было проведено макросейсмическое обследование землетрясения с  $J_0=7$  баллов и изучена форшоковая и афтершоковая деятельность его очаговой зоны, написаны отдельные статьи, в которых приводятся подробные инструментальные и макросейсмические данные, изучено с какими тектоническими структурами связаны очаги землетрясений и к каким разломам тяготеют [3,4].

Как видим, суммарная сейсмическая энергия, выделившаяся в очагах землетрясений в 2000 г., составляет  $\sum E = 0,833 * 10^{12}$  Дж, что в 150 раз меньше, чем в 1999 г. Число землетрясений уменьшилось в почти 2,8 раз.

Распределение числа сейсмических событий в течение 5 лет также неравномерно, что связано с особенностями сейсмичности изучаемой территории. С 1996 по 1998 г число землетрясений уменьшается более чем в 1,35 раза (275 против 205). Далее наблюдается резкое повышение их количества до максимальной величины  $N=846$  в 1999 г. Это связано с афтершоковой деятельностью сильного Кизилюртовского землетрясения 31 января 1999 г., а также увеличением слабой сейсмичности.

Анализ временного хода среднегодовых значений параметров сейсмического режима  $A_{10}$  и  $\gamma$  приведен на рис. 4.

В результате установлено, что возникновению Кизилюртовского землетрясения предшествовал по крайней мере трёхлетний период пониженной сейсмической активности, или сейсмического затишья (с 1996 по 1998 гг.). Как видно из рис. 4, наклон графика повторяемости  $\gamma$  уменьшается перед Кизилюртовским землетрясением.

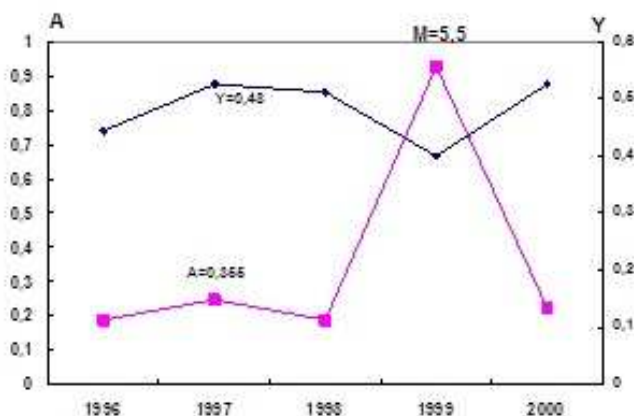


Рис. 4. Временной ход среднегодовых значений параметров сейсмического режима  $A_{10}$  и  $\gamma$ .

Характер проявления Кизилюртовского землетрясения отражён на карте изосейст (рис. 5). Оно ощущалось с интенсивностью от 7 до 3 баллов в 40 населённых пунктах, удалённых от эпицентра на расстояние до 300 км. В области 5-ти балльных сотрясений находятся 16 населённых пунктов, расположенных на северном, южном и частично западном направлениях от очага землетрясения.

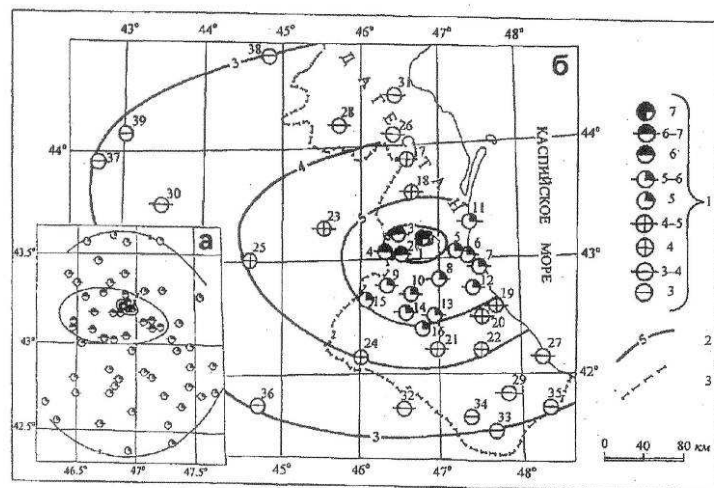


Рис. 5. Карта изосейст землетрясения 31 января 1999 г. с  $M_s = 5,6$ : 1 – бальность; 2 – изосейсты; 3 – государственная граница.

Таблица 3

Основные параметры макросейсмического поля Кизилюртовского землетрясения

Изосейста	Радиусы изосейст, км			Площадь зоны, км <sup>2</sup>
	$r_a$	$r_b$	$r_{cp}$	
7	5,4	3	4,02	50
6	35,0	14	22	1540
5	89	62	74	17325
4	189	120	150	71210
3	344	215	272	232200

Карта изосейст Кизилюртовского землетрясения отличается субширотной протяжённостью всего макросейсмического поля, основные параметры которого представлены в таблице 3. Общая площадь зоны осязутимости землетрясения около 37 700 км<sup>2</sup>, макросейсмические параметры очага:  $J_0=7$  баллов,  $h=20$  км.

Самый сильный афтершок Кизилюртовского землетрясения 31 января 1999 г. – 21 февраля 1999 г. в 18 ч. 14 мин с  $K=13,2$  – с максимальной интенсивностью 6 баллов проявился в сел. Учкент и в г. Кизилюрте (табл. 4). Характер проявления сотрясений отражён на карте изосейст (рис. 6), глубина его по макросейсмическим данным составляет  $h=23$  км,  $h_1=25$  км.

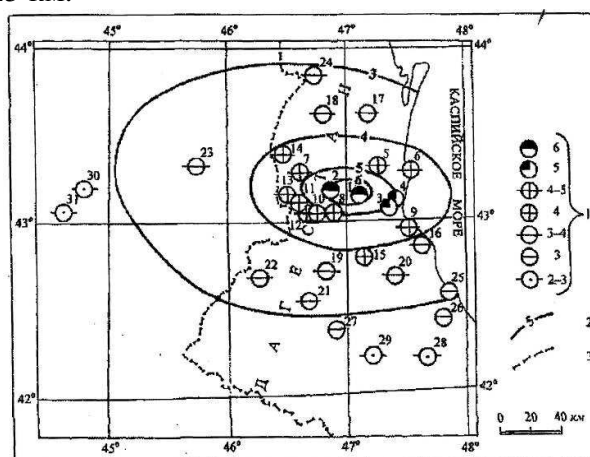


Рис.6. Карта изосейст 22 февраля 1999 г. с  $M_s = 2,1$ : 1 – бальность; 2 – изосейсты; 3 – государственная граница.

В результате анализа сейсмической обстановки региона за 1996-2000 гг. получены следующие результаты:

- построена карта энергетической представительности землетрясений  $K_{min}$  Дагестана по данным наблюдений в 1996-2000 гг.;



- построена карта распределения эпицентров землетрясений на территории Дагестана и сопредельных районов;

- 31 января 1999 г. в Кизилюртовском районе вблизи пос. Дубки произошло сильное землетрясение с энергетическим классом  $K_p = 14,3$ .

#### Литература

1. Отчёты о работах ДФ ГС РАН за 1980-2005 гг.
2. Общий каталог землетрясений на территории Дагестана (Макросейсмические и инструментальные данные о землетрясениях за период с VII в. н.э. до 2005 г.). Отв. ред. Р.А. Левкович. Махачкала, 2007 г., 394 с.
3. Архивные материалы по макросейсмическому обследованию землетрясений Дагестана ДФ ГС РАН. Махачкала.
4. Кизилюртовское землетрясение 31.01.1999 г. с  $M=5,5$ ;  $J_0=7$  б./ Асманов О.А., Амиров С.Р., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М., Осокина А.Ш., Габсатарова И.П. В сб. «Землетрясения в Северной Евразии в 1999 г», Обнинск. ФОП, 2005 г. с. 254-263.

### СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА В 2000-2005 ГГ.

*Асманов О.А. Батыров Т.Б.*

*Дагестанский филиал ФГБУН ГС РАН*

**Аннотация.** В статье анализируется сейсмический режим Дагестана за 2000-2005 гг. Показана карта представительного класса региона. Составлен график распределения числа землетрясений и суммарной выделившейся энергии и график распределения землетрясений по глубинам. Представлена карта эпицентров землетрясений Дагестана за указанный период с нанесением на нее глубинных разрезов. На основе анализа выделяется «зона молчания» и делается вывод о возможной ее активизации.

После сильного землетрясения 31 января 1999 г. на территории Дагестана не было других сильных землетрясений. Аномально большая по числу сейсмических событий афтершоковая последовательность этого, не особо значимого по сейсмической энергии землетрясения ( $K=13$ ), постепенно вышла на фоновый уровень, и в 2000-2005 гг. наиболее значимые землетрясения были лишь на уровне  $K=11$ , а суммарная годовая сейсмическая энергия  $\sum E = n \cdot 10^{11}$  дж.

В 2000-2005 гг. отмечается определенное оживление сейсмической активности контролируемой территории, которую можно признать как предвестник очередного этапа возможного возникновения сильных землетрясений, укладывающихся в рамки намечаемой пространственно-временной закономерности возникновения сильных землетрясений на этой территории. С этих позиций, важное значение обретает возможность точной пространственной локализации очагов землетрясений, особенно низких энергетических классов, поскольку последние, в силу своей многочисленности, позволяют выделить основные объёмы геодинамической активизации.

Сеть инструментальных наблюдений землетрясений ДФ ГС РАН состоит из 16 сейсмических станций с аналоговой записью (СКМ-3; СМ-3), двух геохимических станций и трёх пунктов геофизических наблюдений за предвестниками землетрясений (рис.1).

На рис.1 представлена карта представительности, на которой построены  $K_{\min}$  – наблюдения данной сети. О реальной дальности регистрации землетрясений разных классов для всех станций региона для периода наблюдений аппаратуру аналоговой регистрации 2000-2005 гг. Уровень представительной регистрации землетрясений в центральной зоне Чиркейского водохранилища соответствует  $K_{\min}=5$ ; в центральной зоне Дагестана соответствует  $K_{\min}=6$ .

Почти для всего Дагестана представительны землетрясения с  $K_{\min}=7$ ; а для всей рассматриваемой территории (в пределах координат  $41-44^{\circ}N$ ;  $45-49^{\circ}E$ )  $K_{\min}=8$ . Определение представительности землетрясений по инструментальным данным проводилось по методике, описанной в [1].

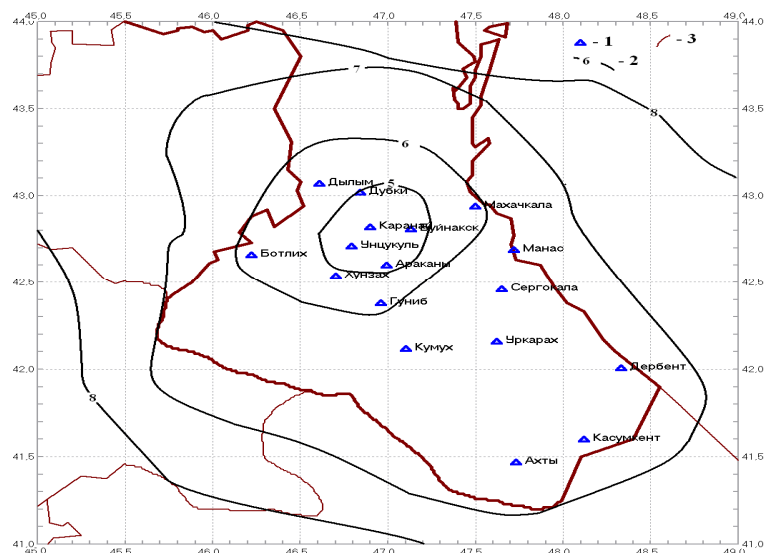


Рис. 1. Карта энергетической представительности землетрясений Дагестана по данным наблюдения за 2000 – 2005 гг. 1-сейсмическая станция, 2-изолиния  $K_{min}$ , 3-государственная граница

За 2000 г. каталог содержит 282 землетрясений, из них  $K=12$ - одно,  $K=11$  – шесть,  $K=10$  – двадцать три.

За 2001 г. каталог содержит 335 землетрясений, из них  $K=13$  – одно,  $K=12$  – одно,  $K=11$  – шесть,  $K=10$  – двадцать три.

За 2002 г. каталог содержит 408 землетрясений, из них  $K=12$  – одно,  $K=11$  – двенадцать,  $K=10$  – двадцать восемь.

За 2003 г. каталог содержит 247 землетрясений, из них  $K=11$  – пять,  $K=10$  – десять.

За 2004 г. каталог содержит 334 землетрясения, из них  $K=11$  – восемь,  $K=10$  – семнадцать.

За 2005 г. каталог содержит 409 землетрясений, из них  $K=12$  – три,  $K=11$  – одиннадцать,  $K=10$  – двадцать.

На рис.2 показано распределение числа и суммарной сейсмической энергии землетрясений за 2000-2005 гг. Видно, что после двухлетнего относительного затишья, в 2000-2001 гг. в регионе произошла активизация сейсмического процесса, при этом возросло и число толчков, это связано с большим числом землетрясений афтершоковой деятельности сильного землетрясения 31 декабря 1999 г., а также увеличением слабой сейсмичности.

В 2003 г. сейсмичность уменьшается за рассматриваемый период, в дальнейшем сейсмичность в 2004-2005 гг. увеличивается как в 2002 году.

Наибольшее количество выделившейся энергии приходится на 2001 г. (рис.2) более чем в разы по сравнению с 2000 г. В остальные годы уровень энергии резко уменьшается, низкий уровень сохраняется в 2000-2004 гг., а затем энергия увеличивается в 2005г.

Таблица 1

Распределение землетрясений по энергетическим классам и глубине очагов представлено в табл. 1 и 2.

$K_p$	6	7	8	9	10	11	12	13	$\sum N$	$\sum E \cdot 10^{12}$ Дж
N	387	482	655	315	121	48	6	1	2015	$22,36 \cdot 10^{12}$

Таблица 2

Распределение числа землетрясений Дагестана по интервалам глубины за шесть лет.

$h_1-h_2$ , км	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45
N	386	453	424	255	134	57	66	37	41

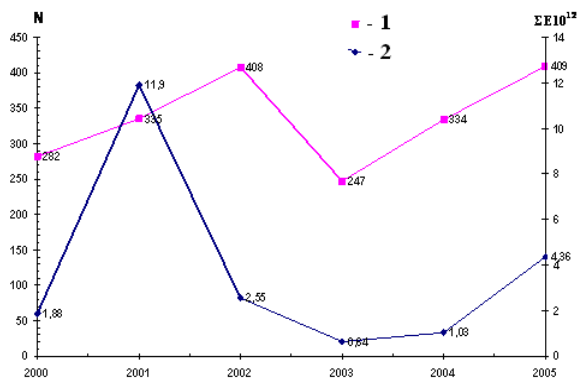


Рис. 2. Распределение числа землетрясений и (1) суммарная выделившаяся энергия (2) в регионе за пять лет

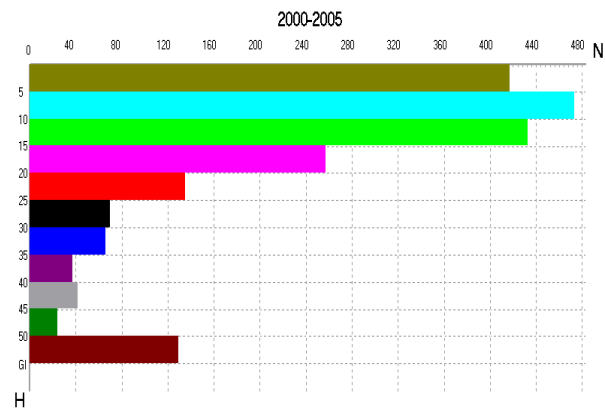


Рис. 3. График распределения числа землетрясений по глубинам за 2000 – 2005 гг.

Для получения представления о том, какова интенсивность разрывных нарушений на различных глубинах, необходимо знать, как распределяются на глубине землетрясения. С этой целью были построены средние для рассматриваемого региона графики зависимости  $N$  с интервалом в 5 км, приведенные на рис.3. На графике (рис.3) можно отметить следующие особенности распределения количества землетрясений по глубине. На глубинах 0-20 км чётко выделяется слой высокой сейсмичности, в котором происходит преобладающее большинство землетрясений в рассматриваемом регионе. В интервале глубин 21-50 км происходит плавное уменьшение числа землетрясений с глубиной. Следует подчеркнуть, что график на рис.3 является средним по всей территории.

График повторяемости построен для диапазона землетрясений с  $K \geq 8$  (представительный класс). Для территории Дагестана в рамках координат  $\varphi=41-44^0$  с.ш. и  $\lambda=45-49^0$  в.д. угловой коэффициент  $\gamma=0,382$ .

При рассмотрении карт эпицентров землетрясений за 2000-2005 гг. на рис.4 становится возможным определить основные зоны повышенной сейсмогенерации. Наиболее активной была область Дагестанский клин локализовано одно землетрясение 12 класса (13 марта 2005 г. в 03 ч. 03 мин с  $K=12,42$ ), шесть землетрясений с  $K=11$  (9марта 2000г. в 14ч. 29 мин с  $K=10,26$ ; 12апреля в 00 ч. 01 мин с  $K=10,9$ ; 8 марта 2005г. в 02 ч. 41 мин с  $K=10,61$ ; 7 мая в 07 ч. 58 мин с  $K=10,63$ ; 19 июля в 20 ч. 07 мин с  $K=11,1$ ; 8 ноября в 06 ч. 27 мин с  $K=10,66$  и 19 землетрясений с  $K=10$ ).

В пределах Богосского хребта локализовано 8 землетрясений 11-го класса (17.08.2002г. в 13 ч. 28 мин с  $K=10,8$ ; в 17 ч. 58 мин с  $K=11$ ; в 18 ч. 06 мин с  $K=10,7$ ; 23 декабря в 12 ч. 15 мин с  $K=10,7$ ; 18 апреля 2004 г. в 02 ч. 21 мин с  $K=11,12$ ; 24 апреля в 19 ч. 49 мин с  $K=10,64$ ; 2 мая в 09ч. 07 мин с  $K=10,57$ ; 8 мая 2005 г. в 18 ч. 47 мин с  $K=11,49$ ) и 20 землетрясений 10-го класса.

В Южном Дагестане определенную концентрацию очагов землетрясений можно заметить в полосе простираения Антикавказской, Самурской и Гамриозенского глубинных разломов, локализовано большое число землетрясений 8-9 классов, а также одно землетрясение 12 – го класса (13 марта 2005 г. в 06 ч. 02 мин с  $K=12,42$ ), 12 землетрясений 11-го класса (9 марта 2000г. в 14 ч. 29 мин с  $K=10,86$ ; 12 апреля в 00 ч. 01 мин с  $K=10,9$ ; 24 сентября в 06 ч. 34 мин с  $K=11,27$ ; 2 декабря в 15 ч. 35 мин с  $K=11,5$ ; 27 июня 2001г. в 21 ч. 58 мин с  $K=10,67$ ; 8 февраля 2004 г. в 12 ч. 54 мин с  $=10,93$ ; 8 марта 2005 г. в 02 ч. 41 мин с  $K=10,61$ ; 7 мая в 07 ч. 58 мин с  $K=10,63$ ; 19 июля в 20 ч. 07 мин с  $K=11,1$ ; 29 сентября 2005 г. в 01 ч. 14 мин с  $K=10,86$ ; 8 ноября в 06 ч. 27 мин с  $K=10,66$ ; 25 ноября в 03 ч. 44 мин с  $K=11,68$ ) и двадцать землетрясений с  $K=10$ .

В акватории Среднего Каспия по внешнему контуру шовной зоны отмечены землетрясения низкой и средней сейсмической энергии, здесь локализовано одно

землетрясение 12,6 класса (5 июня 2001г. в 11 ч. 33 мин с  $K=12,6$ ); шесть землетрясений 11-го класса (5 июля 2000г. в 17 ч. 29 мин с  $K=10,6$ ; 29 октября 2001 г. в 22 ч. 15 мин с  $K=11,2$ ; 13 мая 2002 г. в 06 ч. 087 мин с  $K=11,1$ ; 6 апреля 2003 г. в 10 ч. 26 мин с  $K=11,2$ ; 10 апреля в 06 ч. 29 мин с  $K=10,87$ ; 28 сентября в 03 ч. 44 мин с  $K=10,78$ ) и одиннадцать 10-го класса.

В приграничной зоне с Чеченской республикой (24 августа 2005 г. в 16 ч. 58 мин с  $K=11,9$ ; 30 августа 2000г. в 18 ч. 19 мин с  $K=11,3$ ; 22 августа 2002г. в 08 ч. 24 мин с  $K=11,48$ ; 17 марта в 04 ч. 15 мин с  $K=10,8$ ; 29 сентября в 18 ч.02 мин с  $K=10,6$ ; 22 сентября в 02 ч. 07 мин с  $K=10,55$ ; 31 мая 2004г. в 16 ч. 26 мин с  $K=10,72$ ; 1 июня в 15 ч. 48 мин с  $K=11,5$ ; 4 июля в 19 ч. 33мин с  $K=10,9$ ; 8 ноября в 06 ч. 27 мин с  $K=10,6$ ; 16 ноября в 14 ч. 17 мин с  $K=11$ ; 10 декабря 2005 г. в 07 ч. 28 мин с  $K=10,7$ ) и 31 землетрясение 10-го класса и многочисленные 8-9-го класса.

В приграничной зоне с Грузинской республикой локализованы следующие очаги землетрясений: одно землетрясение с  $K=12,35$  (25.04.2002г. в 17 ч. 41 мин с  $K=12,3$ ; 11.03.2001г. в 10 ч. 58 мин с  $K=10,6$ ; 8 июля в 17 ч. 03 мин с  $K=10,72$ ), шесть землетрясений с  $K=10$ .

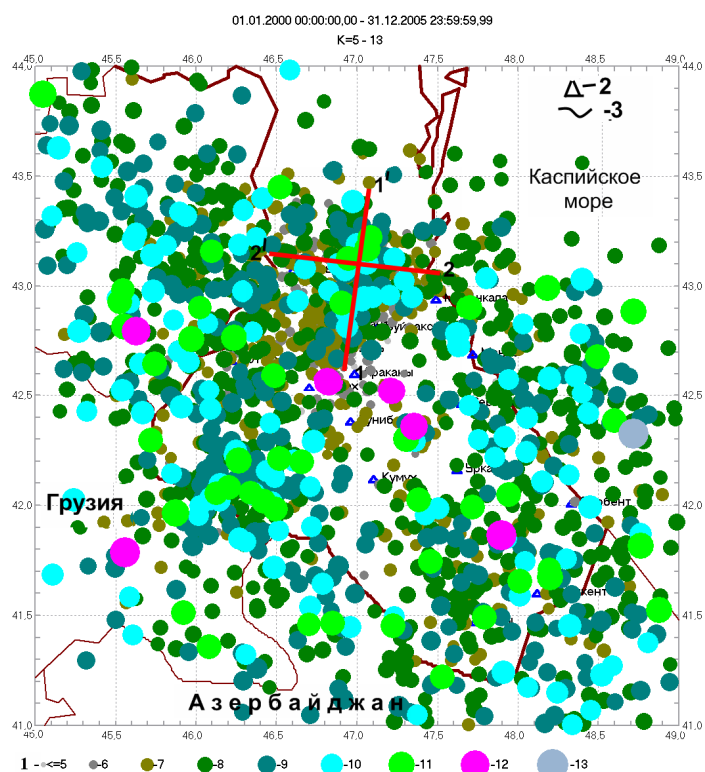


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений Дагестана за 2000 – 2005 с  $K \geq 5$  1 – энергетический класс  $K_p$ , 2 – сейсмическая станция, 3 – государственная граница

В приграничной зоне с Азербайджанской республикой локализованы очаги: 30 октября 2001г. в 04 ч. 31 мин с  $K=10,6$ ; 10 декабря 2002 г. в 21 ч. 32 мин с  $K=10,8$ ; 8 мая 2003 г. в 15 ч. 02 мин с  $K=11,38$  и 13 землетрясений с  $K=10$ .

### Глубинные разрезы.

Для большей детализации построено 4 продольных и 2 поперечных разреза (см. рис.4). На каждом глубинном разрезе представлены очаги из полосы шириной 20 км.

Продольный разрез по линии 1-1' на рис.5 (а) характеризует глубинные распределения очагов землетрясений очагов зон Дагестанского клина по меридиональным направлениям сейсмофокальной области.

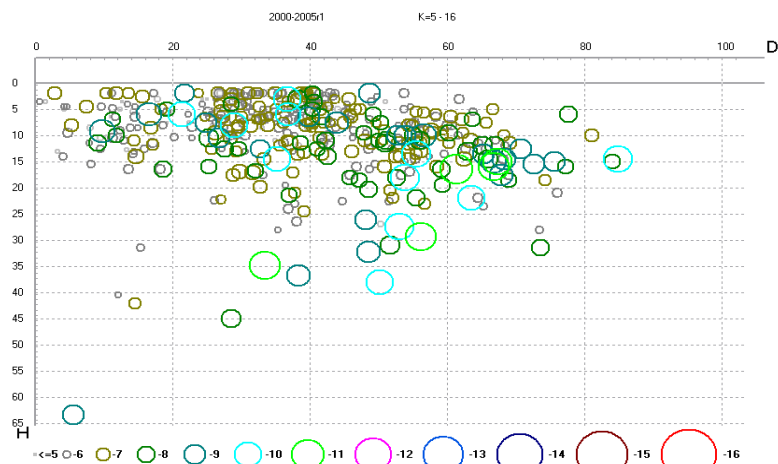


Рис. 5 (а). Разрез 1-1'. Вертикальные разрезы вдоль продольной линии 1-1' (а) и поперек линии 2-2' (б) рис-4

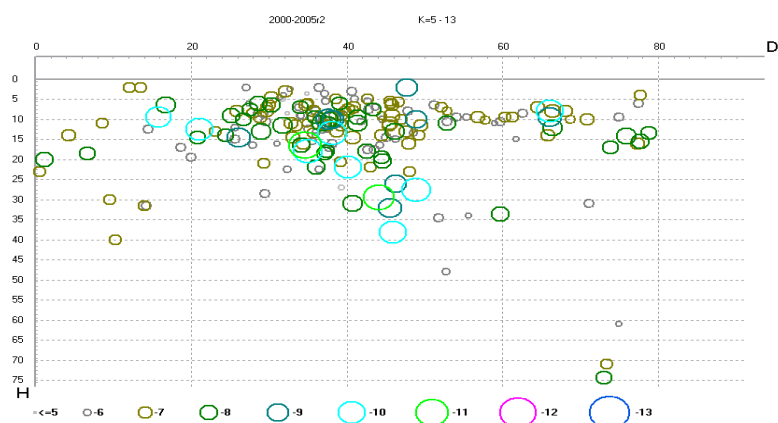


Рис 5 (б). Разрез 2-2'

На юге выделяется обособленная группа гипоцентров в Известняковом Дагестане 2-18 км несколько отдельных очагов выделяется на глубине более 60 км. В средней части разреза на глубинах до 40 км выделяется скопление очагов землетрясений, относящихся к эпицентральной зоне Кизилюртовского землетрясения. В северной части отмечаются землетрясения в области низменного Дагестана на глубине от 4 до 20 км.

Поперечный разрез по линии 2-2' на рис.5 (б) проходит очаговых зон районе Чиркейского водохранилища по широтному направлению сейсмофокальной области. На западе здесь также выделяется гипоцентральной зона около границы Чеченской республики. Гипоцентры лежат в основном на глубинах более 70 км. Область от 20 до 70 км практически асейсмична.

В средней части разреза на глубинах до глубины 40 км выделяется скопление очагов землетрясений, относящихся к эпицентральной зоне Кизилюртовского землетрясения.

В Восточной части разреза отмечаются землетрясения до глубины 40 км.

Приведённое исследование показывает что, как исторически, так и современная сейсмичность территории Дагестана концентрируется вблизи или в пределах выданных очаговых зон, особенно это заметно на самых сильных землетрясениях.

По выявленным на сегодня основным чертам пространственно-временной закономерности выделены очаговые зоны территории Дагестана.

После Дагестанского землетрясения 1970 г.  $M=6,6$ ,  $J_0=9$  баллов и его афтершоков, высокая сейсмическая активность (2 восьми балльных, 4 семи балльных,  $M=5-5,5$  землетрясений) наблюдалось по сейсмолиниям, пересекающим его сейсмофокальную область, связанных с глубинными разломами (Ботлихо-Сулакским и Срединным мантийного заложения, Пшекиш-Тырнауским и др. корового заложения).

На других сейсмоактивных участках тектонической области «Дагестанский клин» установлен относительно длительный период слабой фоновой «рассеянной» сейсмичности, вплоть до сильного землетрясения 31 января 1999 г. ( $M=5,6$ ,  $J_0=7-8$  б), происшедшего на пересечении Ботлихо-Сулакского и Срединного глубинных разломов.

В предгорной полосе Южного Дагестана на пересечении Пшекиш-Тернаусского и Гамриоземского глубинных разломов корового залегания сильное землетрясение ( $M=5,4$ ,  $J_0=8$  б. 20 апреля 1966 г., а также произошло в 1988 г., а в 1990 г. южнее его происходит сильное землетрясение  $M=5,0$ ,  $J_0=7$  б.), очаг которого можно связать с шовной зоной Большого Кавказа. После 1976 г. ( $M=6,3$ ,  $J_0=8$  б) в соседней Чеченской республике. Выше перечисленные сейсмоопасные участки концентрируются современная сейсмичность в пределах этих очаговых зон.

В пределах Богосского хребта, область Высокогорного Дагестана корового залегания сильное землетрясение ( $M=6,1$ ,  $J_0=7$  б) произошло в 1948 г., а в ( $M=1$ ,  $J_0=6-7$  б) Бежтинского землетрясения 1974г.

С 1935 г., «молчит» очаговая зона акватории Среднего Каспия, после последнего по времени сильного землетрясения с  $M=6,3$  в акватории Каспия с очагом расположенным всего в 40 км от г.Дербента. В последние годы на уровне представительного класса землетрясений отмечается сейсмическая активизация западной части акватории Среднего Каспия. Это позволяет предположить дальнейшее развитие этого оживления, вплоть до возникновения сильных землетрясений в узлах пересечения глубинных разломов.

#### Литература

1. Гайский В.Н., Жалковский Н.Д. Исследования повторяемости землетрясений западной Тувы/Физика Земли, 1971г., № 9, с.16-28.
2. Каталог землетрясений Дагестана в 2000-2005 гг. Фонды ДФ ГС РАН
3. Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Амиров С.Р., Асманов О.А., Идармачев Ш.Г., Мирзалиев М.М., Мусаев И.А., Саидов О.А. В сб. «Сейсмический мониторинг территории Дагестана» 1998-2002 гг., М.: 2003г. с.177.
4. Амиров С.Р., Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. Дагестан. В сб. «Землетрясения Северной Евразии в 2005 г.». – Обнинск: ГС РАН
5. Амиров С.Р., Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М. Дагестан. В сб. «Землетрясения Северной Евразии 2004 г.». – Обнинск: ГС РАН, 2010г. с. 87-91.
6. Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Осокина А.Ш., Мирзалиев М.М., Амиров С.Р. Дагестан/ В сб. «Землетрясения Северной Евразии, 2000г.». Обнинск, ГС РАН, 2006 г. с. 79-84.
7. Амиров С.Р., Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М., Осокина А.Ш. Дагестан. В сб. «Землетрясения Северной Евразии 2001 г.». – Обнинск: ГС РАН, 2007г. с. 97-104.
8. Амиров С.Р., Асманов О.А., Даниялов М.Г., Левкович Р.А., Мирзалиев М.М., Осокина А.Ш. Дагестан. В сб. «Землетрясения Северной Евразии 2002 г.». – Обнинск: ГС РАН, 2008г. с. 97-102.
9. Абдуллаева А.Р., Амиров С.Р., Асманов О.А., Гамидова А.М., Даниялов М.Г., Исаев М.А., Левкович Р.А., Мусалаева З.А., Сагателова Е.Ю. Дагестан. В сб. «Землетрясения Северной Евразии». – Обнинск: ГС РАН, 2009г. с. 76-80.

### АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДАГЕСТАНА ЗА 2005-2012 ГГ.

Исаев М.А., Амиров С.Р.

Дагестанский филиал ГС РАН

**Аннотация.** Проведен анализ сейсмичности Дагестана и прилегающих районов за период 2005-2012гг. Представлены карты эпицентров, дано изменение во времени числа землетрясений и величины выделившейся суммарной энергии. Отмечена связь сейсмичности с зонами тектонических нарушений на этой территории.

В 2005-2012 годы на территории Дагестана работали цифровые и аналоговые сейсмические станции, которые фиксировали сейсмические события начиная с энергетического класса  $K \geq 5$ . За этот период произошло всего 2369 землетрясений [1].

Сейсмичность территории Дагестана и прилегающих смежных районов за период 2005-2012 гг. была неравномерной (рис.1), как по числу землетрясений, так и по выделившейся в их очагах суммарной энергии. В этот период сейсмичность изучаемой



территории оставалась на уровне фоновой, которая характеризовалась проявлением землетрясений со старшим классом  $K_p=11-12$ . Количество выделенной сейсмической энергии колебалось в пределах от  $1,39 \times 10^{12}$  до  $96,9 \times 10^{12}$  дж (рис.2).

Судя по величине, высвобождаемой при сейсмическом толчке энергии, разрывы в очагах сильных землетрясений могут протягиваться на несколько сот километров. Сейсмические события с большой энергией возникают реже, чем события с меньшей энергией. Общефизические представления о разрушении, а также наблюдения над естественной сейсмичностью формируют точку зрения, основные моменты которой сводятся к следующему: каждое вновь возникшее землетрясение вносит свой вклад в изменение конфигурации поля напряжений, т.е. оно является следствием действия предыдущих землетрясений.

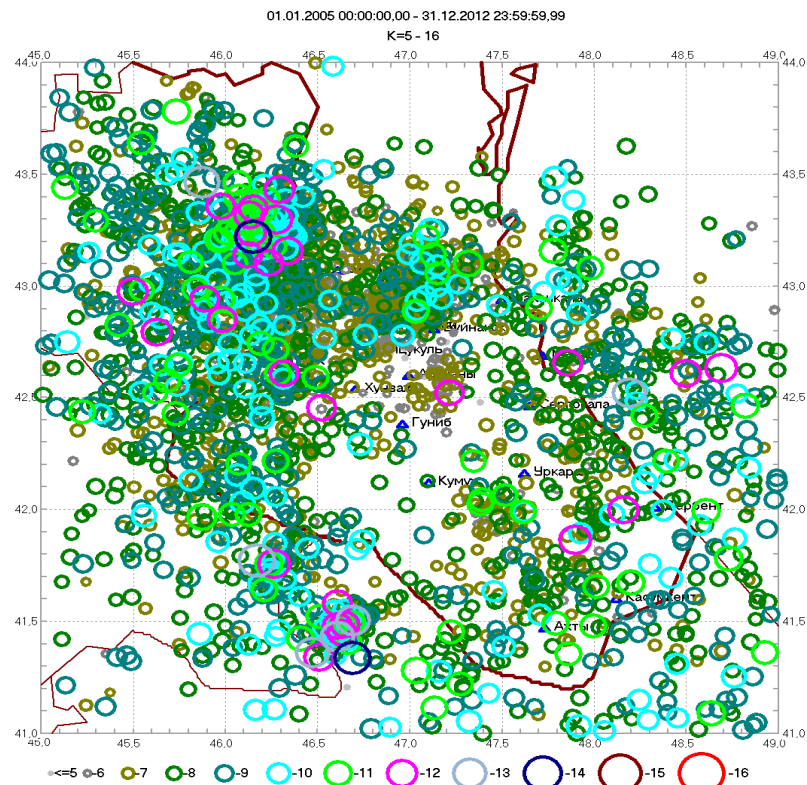


Рис.1. Общая карта землетрясений Дагестана и прибрежных районов за 2005-2012гг.[1]

Два землетрясения было 14 класса. Остальные землетрясения распределились по классу следующим образом:

Таблица №1.

Распределение количества землетрясений по классам

K	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
N	76	458	961	1092	553	178	82	27	6	2

График распределения количества землетрясений и выделившейся энергии по годам представлен на рисунке 2.

Так что, очаг большого землетрясения можно рассматривать как суммарный итог развития процесса разрушения в некоторой окрестности этого очага. В свою очередь большое землетрясение - это своего рода поле нестабильности, которое оказывает существенное влияние на последующую сейсмическую жизнь региона, возбуждая как массовое появление афтершоков, так и предопределяя более отдаленные последствия. Оно, например, может спровоцировать целую серию других больших землетрясений. Вся их совокупность может рассматриваться как фактор, влияющий на последующее развитие сейсмического процесса и как система связанных событий, причем график повторяемости - интегральное выражение этой связи.[2].

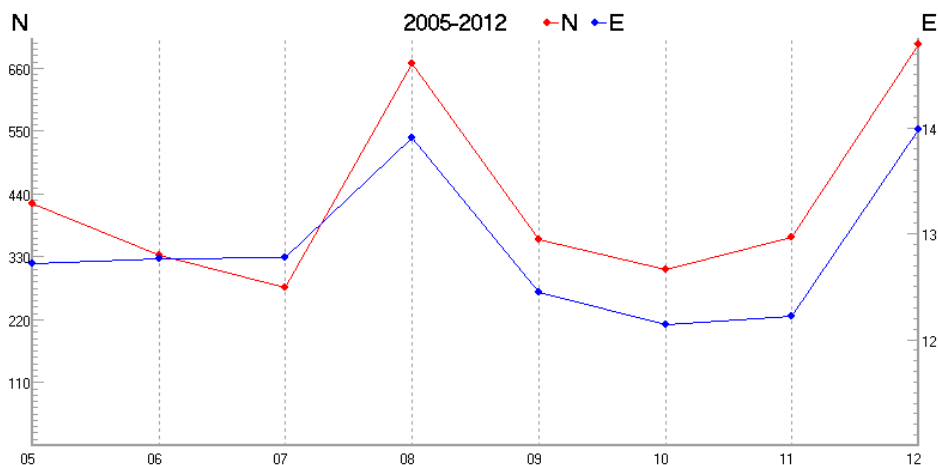


Рис.2. График зависимости числа землетрясений и выделившейся энергии по годам

Графики повторяемости землетрясений можно уподобить годографам распространения сейсмических волн с той лишь разницей, что в последних, ось абсцисс соответствует расстоянию. Чем положе годограф, тем на более высокую скорость он указывает. Чем положе аппроксимирующая линия (или ее участок), тем выше скорость накопления событий, т.е. выше частота их появления и, соответственно, меньше период повторяемости. И наоборот, более крутые участки будут соответствовать понижению скорости и более редкому возникновению событий. Поэтому и с ростом магнитуды графики становятся круче, а с ее уменьшением – положе.[2]

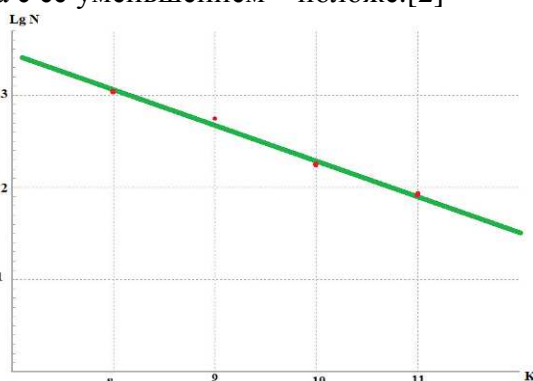


Рис. 2. График повторяемости землетрясений за 2005-2012гг.

Из графика повторяемости вычислили значения  $A_{10}$  и  $\gamma$  на каждый год отдельно.

Таблица №3

Значения  $A_{10}$  и  $\gamma$  по годам на территории Дагестана за период 2005-2012гг.

$A_{10}$	0,324	0,302	0,274	0,752	0,297	0,289	0,375	0,533
$\gamma$	0,307	0,230	0,251	0,747	0,284	0,218	0,316	0,475

Рассматривая общую карту эпицентров землетрясений Дагестана и сопредельных районов, следует отметить полосу многочисленных эпицентров северо-восточного простирания в полосе Андийского хребта и Чиркейского водохранилища до эпицентральной зоны Аксайского (09-06-10, 11 октября 2008 года) и Закатальского (4-40-28, 7 мая 2012 г.) землетрясений с  $K=14$ . Землетрясения с  $K=13$  отмечены в Каспийском море и в Чеченской республике по границе с Дагестаном. Большинство из 27 землетрясений с  $K=12$  произошли на приграничной полосе между Дагестаном и Чечней, а также отмечены в центральной части и в Каспийском море.

В пределах Дагестана поверхностные очаги землетрясений с  $K=8-11$  происходят в основном в приграничных зонах, т.е. в восточной части Средней акватории Каспийского моря, и в западной части с полосой меридионального направления, а в центральной и северной частях Дагестана наблюдается слабая сейсмичность.



Для более детального изучения сейсмичности региона рассмотрим вертикальные разрезы землетрясений по глубине, они показывают размещение гипоцентров в сейсмоактивных зонах.

Рассмотрим вертикальный разрез сейсмофокального слоя с координатами от  $\varphi=43,50$ ,  $\lambda=46,00$  до  $\varphi=41,50$ ,  $\lambda=48,00$  длиной 280 км и общей шириной 30 км, покрывающих его. В наиболее активной части хорошо видно, что большинство землетрясений происходят на глубинах 10-15 км. По мере приближения к Чиркейскому водохранилищу глубины очагов возрастают. Характерно, что на расстоянии от 35 км и больше очаги землетрясений на разрезе по глубине очень редки.

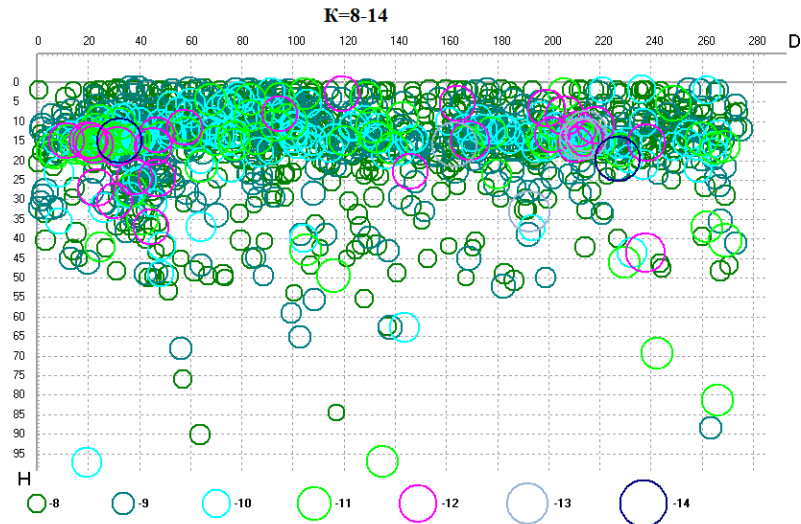


Рис.4. Вертикальный разрез очагов землетрясений за 2005-2012гг.[2]

Таблица.2.

Распределение числа землетрясений по глубинам за 2005-2012гг.[2]

h, км	0-5	6-10	11-15	16-20	21-25	26-30	31-35	36-40	41-45	46-50	>50
N	575	695	1140	457	186	125	73	52	55	44	33

Создание физической модели сейсмического режима, самый короткий путь к решению проблемы прогноза землетрясений, и ряда других важнейших практических задач, стоящих перед сейсмологами. Все долгосрочные прогнозы относятся ко всей территории того или иного региона. Необходимы детальные исследования, в том числе и по определению местоположения потенциальных очагов землетрясений методом преимущественных межэпицентральных расстояний между очагами землетрясений одного и того же ранга. Уточнению местоположения может способствовать слежение за миграцией сейсмической активизации, обусловленной прохождением деформационных волн вдоль соответствующих разломных структур[3].

Изучение современной сейсмогеодинамики как в регионах, так и в самих сейсмических очагах, несомненно, внесет существенный вклад в развитие представлений о сейсмогенезе, в совершенствование сейсмогеодинамических моделей и методов прогнозирования землетрясений.

#### Литература

- 1.Каталог землетрясений Дагестана за 2005-2012гг. Архив. Махачкала, ДФ ГС РАН.
- 2.Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43-53.
- 3.Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании //Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968 г. с. 95-111.

## О КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ С СЕЙСМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА

Саидов О.А.<sup>1</sup>, Таймазов Д.Г.<sup>1,2</sup>, Шарпудинов Т.И.<sup>1</sup>, Магомед-Касумов М.Г.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Дагестанский филиал Геофизической службы РАН

<sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН

**Аннотация.** Разработан алгоритм и компьютерная программа для количественной оценки надежности геохимических предвестников землетрясений, выявленных ранее по визуальному сопоставлению временных рядов. С использованием программы обработаны геохимические временные ряды, полученные на пункте Дубки (водород, 2004-2011 гг.) и на пункте Караман (гелий, 2006-2011 гг.). Подтверждено, что временные ряды дисперсий концентраций водорода и гелия теснее коррелируют с региональной сейсмичностью, чем временные ряды самих концентраций.

### Описание алгоритма

В ходе анализа посуточных данных о компонентном составе подземных газов на пунктах Дубки, Каякент, Караман и др., путем визуального сопоставления дисперсии (по окну в 10 суток), построенной для исходного ряда, и временного ряда сейсмических событий, произошедших за тот же период на территории Дагестана, была получена закономерность, заключающаяся в том, что все значимые события неизменно попадали на минимумы дисперсии [1, 2]. Настоящая статья посвящена количественной оценке данного визуального признака. Для этого был разработан следующий алгоритм:

1) В первую очередь, для графика дисперсии выполняется поиск точек минимума и максимума. Использование самих точек минимума для статистической оценки количества попадания событий на минимумы дисперсии не очень информативно, так как количество точных попаданий на минимумы будет близким к нулю.

2) Поэтому вводятся в рассмотрение так называемые участки минимумов, которые строятся следующим образом. Для каждой точки минимума  $x_{min}$  слева и справа осуществляется поиск ближайших точек максимума  $x_{max}^-$  и  $x_{max}^+$  соответственно. В результате получаем два отрезка:  $[x_{max}^-, x_{min}]$  и  $[x_{min}, x_{max}^+]$ . Эти отрезки делятся пополам и к участку минимума относится область от середины левого отрезка до середины правого отрезка (Рис.).

3) Подсчитывается частота  $h$  попадания событий в участки минимумов. Затем эта частота сравнивается с величиной  $\tau = \frac{l_{min}}{l}$ , где  $l_{min}$  – сумма длин всех участков минимума, а  $l$  – длина всего рассматриваемого периода. Если  $h \gg \tau$ , то это будет означать, что события преимущественно совпадают с участками минимума дисперсии.

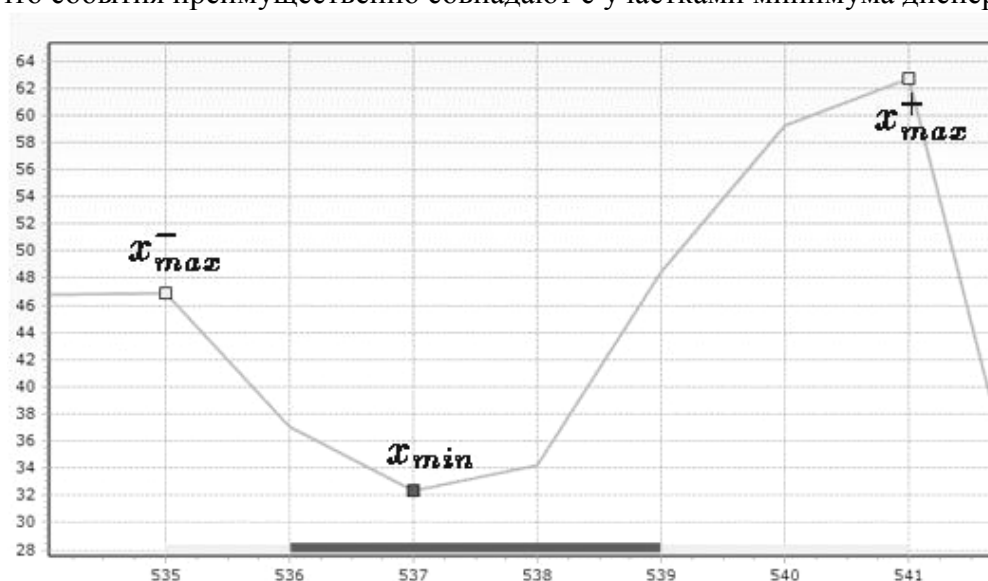


Рис.1. Участок минимума (отмечен темной линией)

### Обработка наблюдательных данных

С помощью описанного выше алгоритма были обработаны данные о концентрации водорода, полученные на станции Дубки (43.021644 с.ш., 46.836973 в.д.) за период с 01.01.2004 по 16.02.2012, а также данные о концентрации гелия, полученные на станции Караман (43.2 с.ш., 47.34 в.д.) с 15.04.2006 по 13.05.2011. Результаты обработки без учета удаленности очагов представлены в табл. 1 и 2.

Как видно из таблиц, сделанный ранее без учета удаленности землетрясений от наблюдательной станции вывод о приуроченности землетрясений к минимумам дисперсий геохимических временных рядов [1, 2] для станции Дубки подтверждается, причем следует отметить тенденцию к росту приуроченности землетрясений к минимумам дисперсии с увеличением их класса, а для станции Караман (по гелию) наблюдается обратная картина: доля событий в области минимума дисперсий (ок.38%) заметно меньше, чем ожидаемая при случайном распределении (ок.50%).

Табл. 1

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана с интервалами минимума дисперсии концентрации компонентов в подземных газах (водород, Дубки, 01.01.2004 – 16.02.2012)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения H, %	Величина T, %
≥ 9	Все события по Дагестану	411	55,47	49,39
≥ 10		159	54,72	
≥ 11		41	73,17	
≥ 12		7	100,00	

Табл. 2

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана с интервалами минимума дисперсии концентрации компонентов в подземных газах (гелий, Караман, 15.04.2006 – 13.05.2011)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения H, %	Величина T, %
≥ 9	Все события по Дагестану	305	38,03	49,76
≥ 10		121	38,84	
≥ 11		34	38,24	
≥ 12		6	33,33	

Те же самые данные были обработаны с учетом удаленности очагов, т.е. в расчет брались только события в радиусе R км от соответствующей станции, равном радиусу области подготовки землетрясения. Он вычисляется по известной эмпирической формуле [3]

$$R = 10^{0,43 \frac{2K-9,6}{3}},$$

где K – класс землетрясения. Результаты представлены в табл. 3 и 4 соответственно.

Табл. 3.

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана, в область подготовки которых попадает геохимическая станция, с интервалами минимума дисперсии концентрации компонентов в подземных газах (водород, Дубки, 01.01.2004 – 16.02.2012)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения H, %	Величина T, %
≥ 9	16	1	0	49,39
≥ 10	31	10	30	
≥ 11	60	6	83,33	
≥ 12	116	3	100	

Табл. 4.

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана, в область подготовки которых попадает геохимическая станция, с интервалами минимума дисперсии концентрации компонентов в подземных газах (гелий, Караман, 15.04.2006 – 13.05.2011)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения $h$ , %	Величина $\tau$ , %
$\geq 9$	16	1	0,00	49,76
$\geq 10$	31	6	16,67	
$\geq 11$	60	2	50,00	
$\geq 12$	116	4	25,00	

Результаты получились весьма неоднозначными. Если для водорода статистика по землетрясениям классов 11 и выше, а также 12 и выше еще как-то может служить подтверждением выдвинутой гипотезы о попадании основной части событий на минимумы дисперсии, то для гелия, скорее, будет верным предположение о попадании большей части событий на максимумы дисперсии. Однако и в том, и в другом случае количество событий, попадающих в указанный радиус, является слишком малым, чтобы представлять собой статистическую ценность.

Приведем для сравнения результаты анализа по тому же алгоритму временных рядов концентраций водорода и гелия по станциям Дубки и Караман соответственно (табл. 5-8).

Табл.5

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана с интервалами минимума концентрации компонентов в подземных газах (водород, Дубки, 01.01.2004 – 16.02.2012)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения $h$ , %	Величина $\tau$ , %
$\geq 9$	Все события по Дагестану	411	57,04	50,22
$\geq 10$		159	55,35	
$\geq 11$		41	58,54	
$\geq 12$		7	57,14	

Табл. 6

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана с интервалами минимума концентрации компонентов в подземных газах (гелий, Караман, 15.04.2006 – 13.05.2011)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения $h$ , %	Величина $\tau$ , %
$\geq 9$	Все события по Дагестану	305	51,15	50,62
$\geq 10$		121	49,59	
$\geq 11$		34	52,94	
$\geq 12$		6	33,33	

Табл. 7

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана, в область подготовки которых попадает станция, с интервалами минимума концентрации компонентов в подземных газах (водород, Дубки, 01.01.2004 – 14.02.2012)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения $h$ , %	Величина $\tau$ , %
$\geq 9$	16	1	100,00	50,22
$\geq 10$	31	10	50,00	
$\geq 11$	60	6	50,00	
$\geq 12$	116	3	100,00	

Статистика совпадения землетрясений на территории Дагестана, в область подготовки которых попадает станция, с интервалами минимума концентрации компонентов в подземных газах (гелий, Караман, 15.04.2006 – 13.05.2011)

Класс К	Радиус R, км	Количество событий	Частота совпадения $h$ , %	Величина $\tau$ , %
$\geq 9$	16	1	0,00	50,62
$\geq 10$	31	6	50,00	
$\geq 11$	60	2	50,00	
$\geq 12$	116	4	25,00	

### Замечания

В описанном выше алгоритме большое значение имеет выработка критериев определения существенных минимумов и максимумов. Рассмотрим, например, отрезок кривой, изображенный на Рис. .

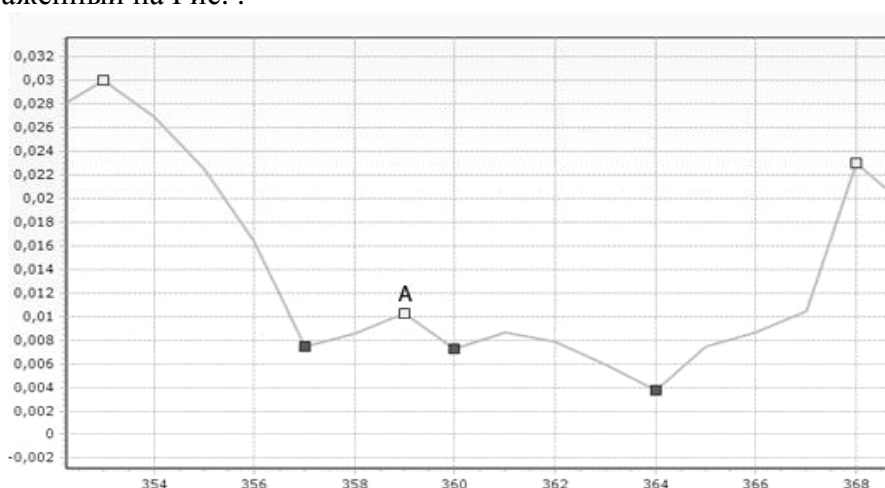


Рис. 2. Отрезок кривой дисперсии (темным цветом обозначены точки минимума, светлым – точки максимума)

Возникает вопрос, нужно ли считать А точкой максимума. Другими словами, появляется необходимость в построении критерия определения существенности точек минимумов и максимумов. Нами был применен следующий подход. Рассмотрим его на примере точек максимума. Сначала на кривой отмечаются все точки максимума. Затем каждая из обнаруженных точек проходит тест на «существенность», который заключается в том, что для выбранной точки  $x_{test}$  рассматриваются окрестности вида  $[x_{test} + j - 10, x_{test} + j)$ ,  $j = 1, \dots, 10$ .

Если хотя бы в одной из этих окрестностей длиной в 10 отсчетов (суток)  $x_{test}$  является точкой абсолютного максимума, то ей присваивается статус «существенной» (например, на Рис. точка А является «существенной», потому что в окне [357,367) она является точкой абсолютного максимума). Все точки, не являющиеся существенными, более не считаются точками максимума. Такой подход страдает некоторыми недостатками. В частности, он не учитывает в должной мере величину превышения тестируемой точки максимума над соседними точками минимума. В дальнейшем планируется перед нахождением экстремумов предварительно производить сглаживание исходной кривой.

### Выводы

На основе анализа таблиц 1-8 можно сделать следующие выводы.

1. Временные ряды дисперсий концентраций водорода и гелия теснее коррелируют с региональной сейсмичностью, чем временные ряды самих концентраций.

2. Землетрясения на территории Дагестана статистически значимо совпадают с интервалами минимума дисперсии концентрации водорода на станции Дубки и интервалами максимума дисперсии концентрации гелия на станции Караман.

3. Между временными рядами концентраций водорода и гелия на станциях Дубки и Караман соответственно и сейсмическим режимом территории Дагестана не обнаружено статистически значимой корреляции.

4. Сопоставительный анализ сейсмических и геохимических временных рядов, выполненный с учетом радиусов зоны подготовки землетрясений (таблицы 3,4,7,8), не приводит к однозначным выводам ввиду недостаточной статистики. Следует расширить охватываемую наблюдениями площадь путем отбора и анализа проб в стационарных условиях.

#### **Литература**

1. Саидов О.А., Даниялов М.Г. Вариации водорода при крупных землетрясениях Кавказа и сопредельных территорий // Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Сборник трудов №1 ДФ ГС РАН / Отв. ред. Р.А. Левкович, А.Ш. Исмаилов – Махачкала: «Эпоха», 2007, с. 129-135.

2. Саидов О.А., Сулейманов А.И., Касумов Г.А., Воронцова Т.М. Результаты режимных наблюдений за параметрами подземных водно-газовых систем сейсмоактивной области «Дагестанский клин» // Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Сборник трудов №1 ДФ ГС РАН / Отв. ред. Левкович Р.А., Исмаилов А.Ш. – Махачкала: «Эпоха», 2007, с. 140-148.

3. Прогноз землетрясений, №3 (отв. ред. М.А. Садовский). Душанбе–Москва: Дониш, 1984, с. 216.

## **ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ**

*Саидов О.А.*

*Дагестанский филиал ГС РАН*

### **Введение**

Проблеме поиска предвестников землетрясений посвящены многочисленные исследования, монографии и научные статьи, как в центральной, так и в региональной периодической печати. Однако, следует констатировать, что до сих пор не обнаружено отчетливой статистически достоверной взаимосвязи между моментом и силой сейсмического события с одной стороны и вариациями гидрогазогеохимических параметров подземных водно-газовых систем с другой стороны, хотя в ряде случаев отмечается классический «бухтообразный» ход гидрогазогеохимического параметра во времени перед сейсмическим событием. Тем не менее, статистика таких случаев показывает, что сам статистический подход поиска предвестников землетрясений не всегда соответствует наблюдаемым фактам. Такой подход усугубляется и тем, что, во-первых, отсутствуют достоверные многолетние непрерывные временные ряды гидрогазогеохимической информации, во-вторых, не разработана физическая модель, которая соответствовала бы реальным процессам в очаге землетрясения, на основе которого можно обнаружить и проследить весь временной ход предвестниковой аномалии с момента его появления до основного толчка (детерминированный подход).

Таким образом, наличие нескольких моделей очага землетрясения свидетельствует о сложности проблемы прогноза землетрясений и неоднозначности объяснения предвестниковой аномалии,

Согласно Садовскому М.А.[1], сейсмическая энергия заключена в некотором объеме горной породы – в блоке, теряющем устойчивость при энергомассообмене с окружающей средой. Как открытая термодинамическая система такой блок постоянно питается энергией из окружающего пространства, тем самым поддерживает свою внутреннюю упорядоченность, структурные связи, локально уменьшая энтропию, способствуя при этом увеличению энтропии окружающего пространства. Такие структуры в неравновесной термодинамике известны, как диссипативные структуры, и возникают в разных средах (в океанах, атмосфере, биосфере и др.). Они очень динамичны, меняют свое состояние во времени, тем не менее, могут существовать долго, пока существуют энергетические потоки (тепломассоперенос), которые поддерживают их структуру. При прекращении питающих их энергетических потоков, или при изменении внешних по отношению к структуре термодинамических условий (температура, давление и др. параметры) они теряют устойчивость и разрушаются, т.е.

чувствительны внешним воздействиям и в то же время вновь могут восстанавливаться при возобновлении энергетических потоков (повторяемость землетрясений).

Таким образом, очаг землетрясения можно уподобить диссипативной структуре или одному из блоков иерархической структуры (или группе блоков, структурно связанных в соответствии с принципом минимума энтропии) в земной коре, которая теряет устойчивость при энергообмене с окружающей средой. Возникновение или зарождение такой структуры, ее эволюция в течение длительного геологического времени (с учетом реологических свойств земной коры) и последующее разрушение, в связи с изменением как внешних, так и внутренних структурных связей, по всей вероятности, определяет механизм очага землетрясения и соответственно гидродинамические и гидрогазогеохимические и другие изменения, связанные с сейсмическими событиями.

В земной коре диссипативные геологические структуры могут иметь место в горном массиве, где отмечаются высокие градиенты тепломассопереноса (кольцевые структуры, или структуры центрального типа) и, в частности, тектоническая структура Дагестанский клин или его некоторые зоны, по-видимому, соответствуют таким условиям. Такое предположение подтвердилось усилением сейсмической активности в окрестностях Чиркейского водохранилища и вдали от него в период его заполнения и эксплуатации [2], что свидетельствует о разрушении блоков разного ранга (диссипативных структур) под воздействием внешних по отношению к структуре возмущающего фактора.

По мнению Федотова С.А. [3], заключительная стадия активизации сейсмичности, составляет примерно 10% периода повторения для сильных землетрясений (время процесса от начала разрушения структуры до ее завершения, т.е. до главного толчка). К примеру, заключительная стадия активизации сейсмичности для Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года ( $M=6,6$ ) составит примерно 14 лет. Как известно, землетрясение примерно такой же магнитуды ( $M=6,3$ ) в этом районе имело место в 1830 г.

Как показали исследования Барсукова В.Л., Беляева А.А. и др. [4], очаг землетрясения представляет собой генератор механических импульсов возрастающей периодичности и частоты. Время распространения их зависит от плотности среды и по сравнению со временем диффузии растворов и газов в земной коре можно считать мгновенной. При этом регистрирующая гидрогазогеохимическая система представляет с собой резонатор с ограниченным набором собственных частот. Появление предвестника отражает эффект резонанса на одной из собственных или кратных ей частотах регистрирующей геохимической системы подземной гидросферы.

#### **Район исследований**

##### **Геохимическая станция «Караман»**

Станция расположена в 32 км севернее Махачкалы на побережье Каспийского моря. Географические координаты  $-43.20$  и  $-47.45$ , гипсометрический уровень минус  $-25$  м. Станция «Караман» оборудована газовым хроматографом ЛХМ-80. Геохимические наблюдения ведутся на базе природного газа воды скважины «Караман», эксплуатационная глубина которого составляет 643 м. Отбор проб газа производится 2 раза в сутки, в 8 и 17 часов по московскому времени. Дегазированный газ состоит, в основном, из  $CH_4$ ,  $N_2$  и  $CO_2$ , присутствует также гелий.

##### **Наблюдательный пункт «Дубки»**

Располагается в сейсмоактивной области Дагестанский клин на сейсмостанции «Дубки». Пункт оборудован высокочувствительным сенсором водорода ВСГ – 02. Чувствительность равен  $10^{-6}$  об%. Аппарат работает в непрерывном режиме.



### Наблюдательный пункт «Семендер»

Расположена на северо-западе г.Махачкалы. Пункт открыт в сентябре 2012 г. и оборудован высокочувствительным( $10^{-6} - 10^{-3}$  об.%) датчиком водорода ВГ-3А. Датчик находится в специально пробуренной скважине, на глубине два метра от земной поверхности. Датчик работает в непрерывном режиме.

#### Методика обработки геохимических данных

Исходили из предположения, что не абсолютные значения, а приращения значений величины исследуемого параметра, его дисперсия, могут иметь определенную физическую сущность при исследовании предвестников землетрясений. Как известно, по физическому смыслу дисперсия отражает энергетическое воздействие на систему, в данном случае, на физико-химическую систему подземных водно-газовых образований, а также на дегазацию массива горных пород. В связи с этим данные геохимических временных рядов подвергнуты поэтапной статистической обработке, суть которой изложена [ 5 ]

1.Вычисляются средние значения геохимических временных рядов с определенной статистически значимой шириной окна (10 суток) и соответствующей величиной скольжения окна. В нашем случае принят скольжение величиной 1 сутки, что усиливает тесноту взаимосвязи между соседними измерениями.

2. Строится аппроксимирующая кривая.

3.Строится кривая остатка (разброса или «чистые» вариации) в результате вычета значений аппроксимирующей кривой с абсолютных значений величин временного геохимического ряда.

4.Вычисляются текущие значения дисперсии вариаций остатка (разброса) с идентичной шириной окна и с тем же скольжением.

5.Строится кривая текущих значений дисперсии вариаций остатка (разброса) геохимических временных рядов.

6. Сопоставляются полученные данные с сейсмическими событиями региона. Соответствующие сейсмические события, с указанием величины класса землетрясений и расстояния до геохимических наблюдательных пунктов рассчитаны по данным региональной сети сейсмических станций Дагестанского филиала ГС РАН.

#### Результаты анализа геохимических временных рядов

На рисунках 1 и 2 представлены вариации непрерывных временных рядов водорода по станции «Дубки» за 2004-2013 годы и аналогичные ряды измерений гелия по станции «Караман» за 2006-2011 годы.

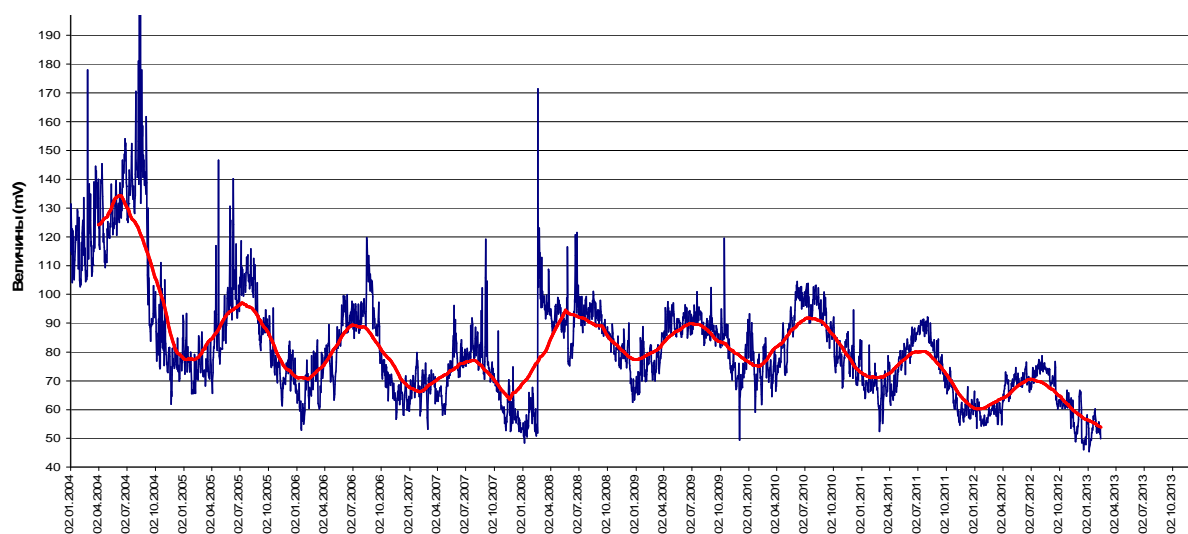


Рис.1. Вариации водорода и аппроксимирующая кривая(ст.Дубки,2004-2013г.)



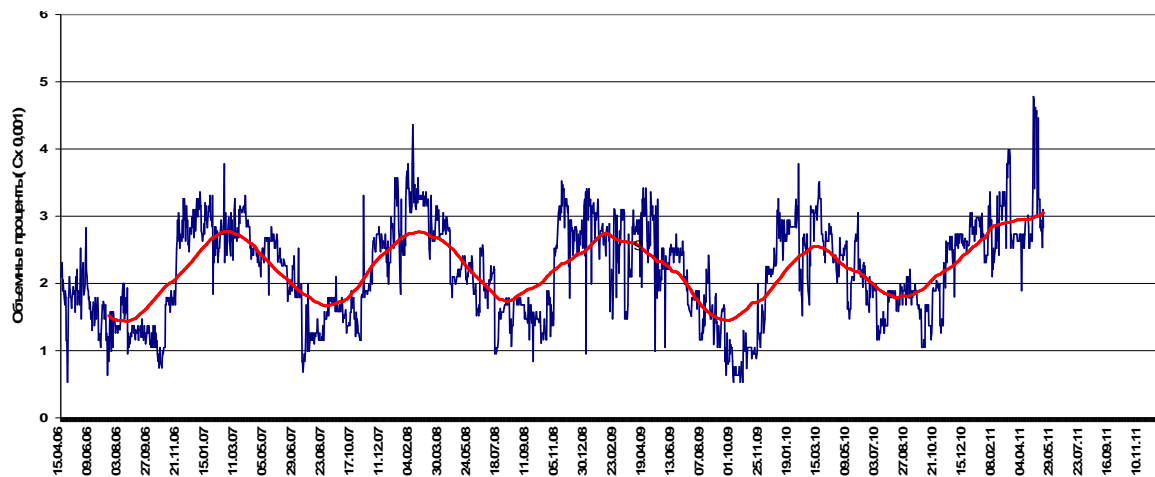


Рис.2. Вариации гелия и аппроксимирующая кривая(ст.Караман,2006-2011г.)

Как видно на рисунках, отмечается годичные периоды в вариациях водорода и гелия. Периодические изменения в вариациях водорода и гелия, по всей вероятности, имеют космическую природу и обусловлены, по-видимому, периодическими деформационными процессами в земной коре при орбитальном вращении Земли вокруг Солнца, так и вращением Луны вокруг Земли. Как нами показано[6,7], прохождение приливных волн, как лунных, так и солнечных вызывает периодическую деформацию расширения и раскрытия трещин в земной коре, способствуя при этом повышению общей проницаемости среды. Наибольшие изменения в газовом составе вызывает полусуточная приливная волна Луны  $M_2$ , а легкие компоненты подземной водно-газовой системы, в частности, водород, гелий, метан и другие, обладающие минимумом свободной энергии, доминируют в дегазированных газах земных недр. Как видно на рис.9,10 максимумы аппроксимации водорода и гелия смещены на полгода, что требует соответствующего объяснения.

Рассмотрим вариации водорода в приземной атмосфере за 2012 год по станциям «Дубки» и «Семендер», вариации относительных значений соотношения величины пиков метана  $CH_4$  к азоту-стандарту  $N_2$  (воздуха) в природном газе скважины на ст. «Караман».

На рисунке 3 показаны вариации временных рядов водорода в приземной атмосфере и аппроксимирующая кривая по данным водородного сенсора станции «Дубки» за 2012 год. Как видно из рисунка, отмечается годичный период в вариациях водорода. По величине амплитуды вариаций, период начинается в начале года (в январе), и завершается к концу года (в декабре). На общем фоне кривой аппроксимации заметны значительные флуктуации водорода.

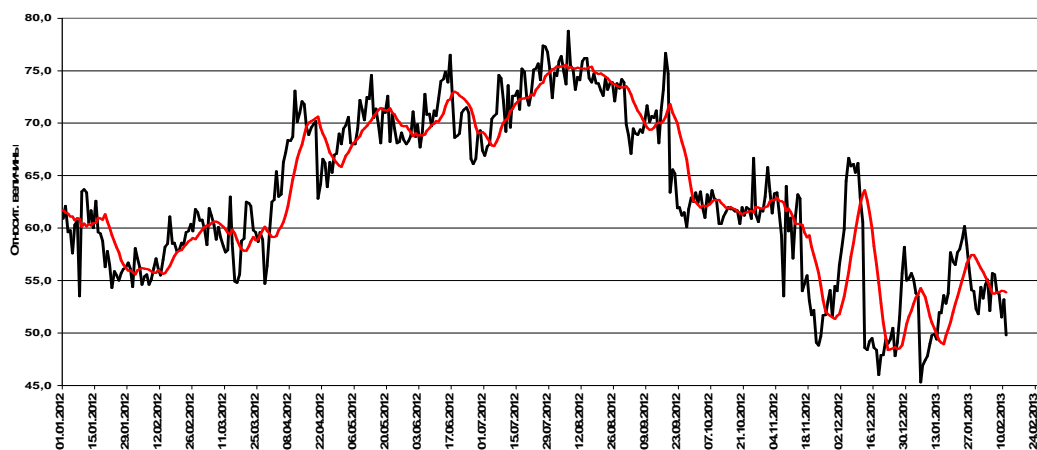


Рис.3. Вариации водорода аппроксимирующая кривая(ст.Дубки,2012-2013 г.)

На рис.4 представлены вариации разброса (остатка) вокруг скользящей средней. Здесь наиболее четко видно, изменение амплитуды и частоты вариаций водорода вокруг скользящей средней, флуктуации водорода подобны процессу «дрожания» системы во времени. По всей вероятности, такие флуктуации обусловлены, с появлением возбуждающих колебаний в среде, энергетическое воздействие которых повышают дегазацию не только подземных водно-газовых систем, но и дегазацию адсорбированных горными породами газовых компонентов. Визуально выявить определенных закономерностей в дегазации водорода по данному рисунку представляется невозможным.

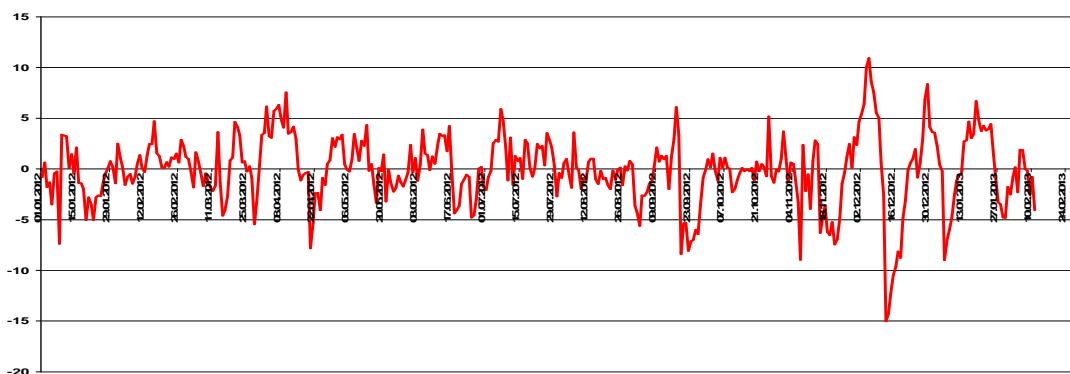


Рис.4. Вариации разброса(остатка) водорода вокруг скользящей средней (ст.Дубки 2012-2013 г.)

На рис. 5 представлены дисперсии вариаций разброса (остатка) водорода в приземной атмосфере по ст. «Дубки» за 2012 г. Здесь же отмечены сейсмические события  $K=12$  класс и выше, за исследуемый период, имевшее место на разном удалении от пункта наблюдений по данным ССД ГС РАН. Координаты сейсмических событий и их деформационный радиус, вычисленный по формуле Добровольского-Мячкина ( $R=10^{0,43M}$ ) представлены в таблице 1. Афтершоки сейсмических событий не учитывались.

Таблица 1

Дата	$\lambda$	$\phi$	K	R	$R_{\phi}$	Регион
11.03. 2012	46,98	41,47	12	115	150	Восточный Кавказ
7.05. 2012	46,88	41,56	14,0	440	170	Восточный Кавказ
2.06. 2012	46,44	43,35	12	115	50	Восточный Кавказ
11.08. 2012	46,85	38,37	15,5	1150	480	Арм-Азерб-Иран погр. обл
7.10.2012	48,58	40,79	13,0	224	270	Восточный Кавказ
14.10. 2012	46,36	41,71	13,3	280	180	Восточный Кавказ
7.11. 2012	46,72	38,65	13,5	309	480	Арм-Азерб-Иран погр.обл

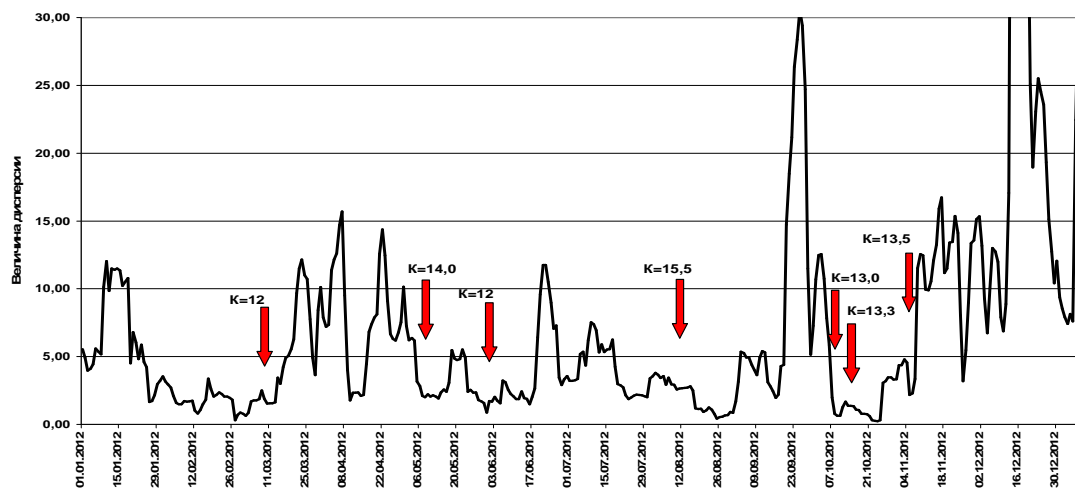


Рис.5. Дисперсия вариаций разброса(остатка) водорода(ст.Дубки, 2012 г.)

О значимости величины дисперсии и его прогнозной информативности, связанные с изменением во времени локальных характеристик распределения, в том числе в геохимических временных рядах, отмечается в работе [4]. Предлагаемый авторами метод основан на статистической оценке изменчивости дисперсии в смежных временных интервалах. Показано, что дисперсия при переходе от фоновых значений временного ряда к аномальным его величинам изменяется закономерным образом. В промежуточной зоне между аномалией и фоновым значением, среднее значение компонента может оставаться фоновым, в то время как, дисперсия принимает существенно аномальное значение. Таким образом, дисперсия временного ряда связана с энергией процесса, то есть ее динамика может отражать изменение энергетического воздействия на систему, что согласуется с общим положением теории случайных процессов.

Как видно на рис.5, сейсмические события происходят после повышения величины дисперсии, на его спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствуют, как правило, минимальным значениям дисперсий водорода. В ряде случаев, форма проявления дисперсии перед крупными сейсмическими событиями имеет два «горба», что требует дальнейших исследований и соответствующего объяснения. На подобные изменения в дисперсиях гелия отмечают и авторы[4]. Аналогичные изменения в дисперсиях водорода и гелия мы отмечали и при крупных землетрясениях в Азербайджане, Иране и Турции за 2005-2006 годы(рис 6,7) [ 8 ].

На рис.8 представлены данные по дисперсии вариаций водорода на наблюдательном пункте «Семендер» за сентябрь- ноябрь 2012 года (открыт в сентябре 2012 года).

Как видно на рисунке, сейсмические события октября-ноября 2012 года также отразились на дисперсии водорода на ст.»Семендер» и происходят после повышения величины дисперсии, соответствуют минимуму дисперсии или ее спаду. Как видно, землетрясение 7 ноября 2012 года  $M(5,6)$  характеризуется еще образованием двух «горб». На рис.9 показаны, вариации отношений метана к азоту- стандарту(воздуха) и аппроксимирующая кривая по данным ст. «Караман». Как видно на рисунке, на общем фоне кривой аппроксимации, отмечаются значительные флуктуации отношений метана к азоту. Особенно это заметно в начале года, в апреле-мае и в августе – ноябре 2012 года. Более наглядно это заметно на рис. 10, в вариациях разброса(остатка) отношений метана к азоту –стандарту.

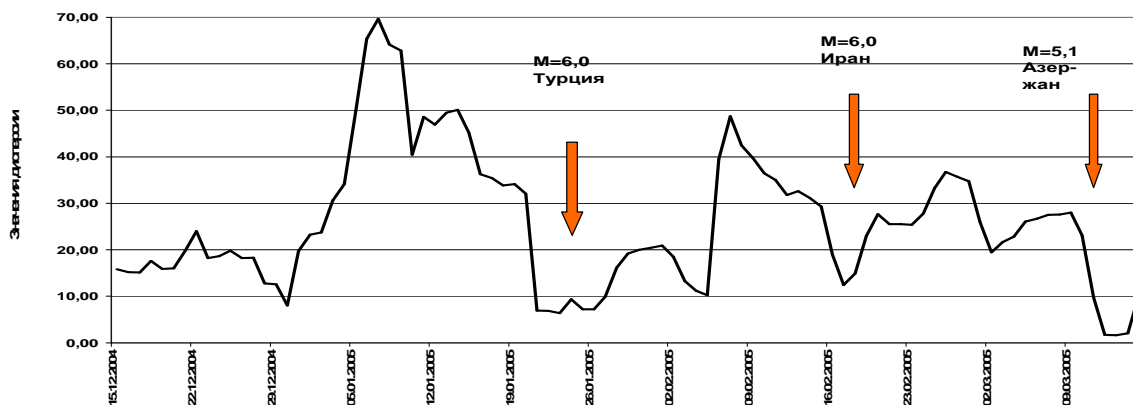


Рис.6. Дисперсия вариаций водорода при крупных землетрясениях (ст.Дубки,2005 г.)

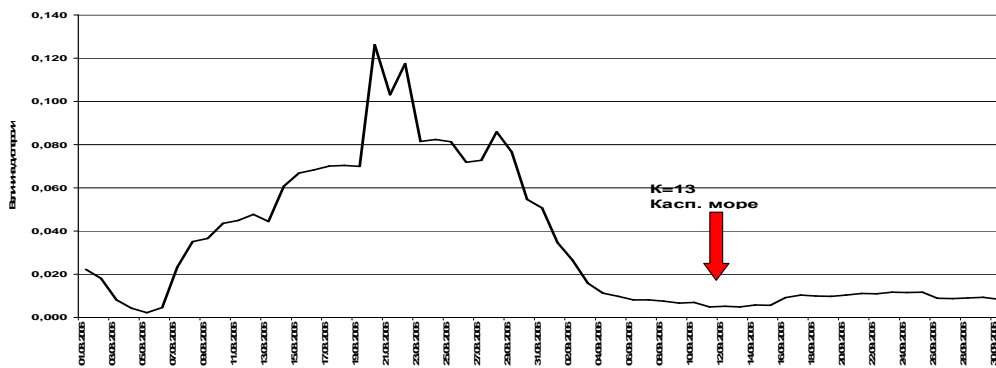


Рис.7. Дисперсия вариаций гелия (ст.Караман,2006 г.)

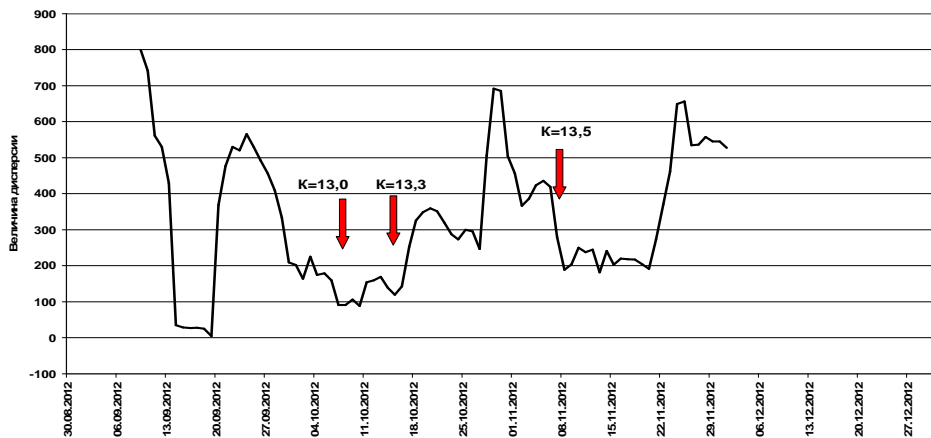


Рис.8. Дисперсия вариаций разброса(остатка) водорода(ст.Семендер,2012 г.)

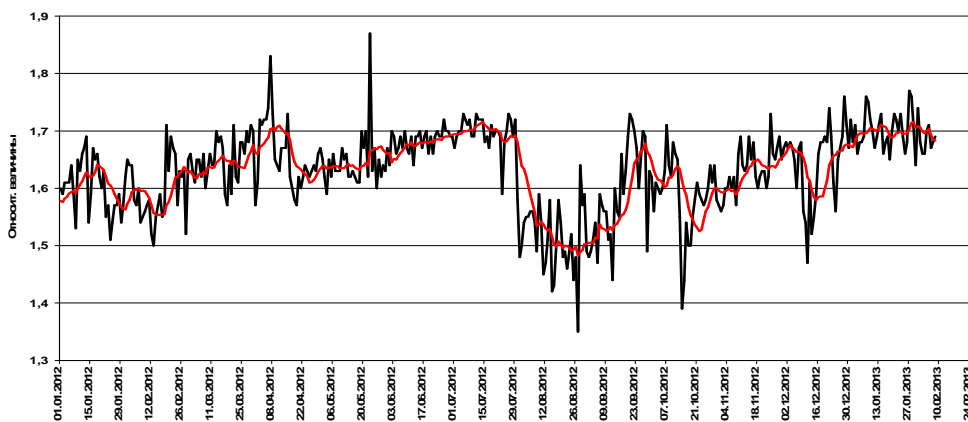


Рис. 9. Вариации отношений метана к азоту-ст. и аппроксимирующая кривая(ст.Караман,2012-2013 г.)

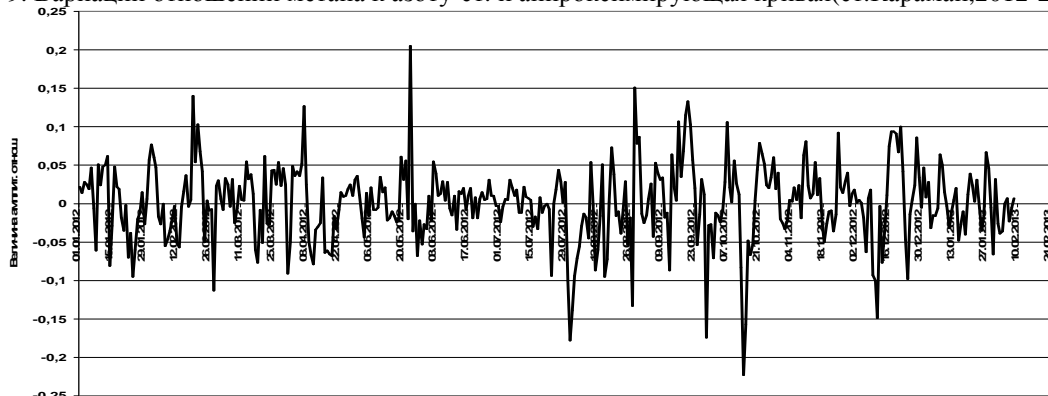


Рис.10. Вариации разброса(остатка) отношений метана к азоту-ст.(ст.Караман,2012-2013г.)

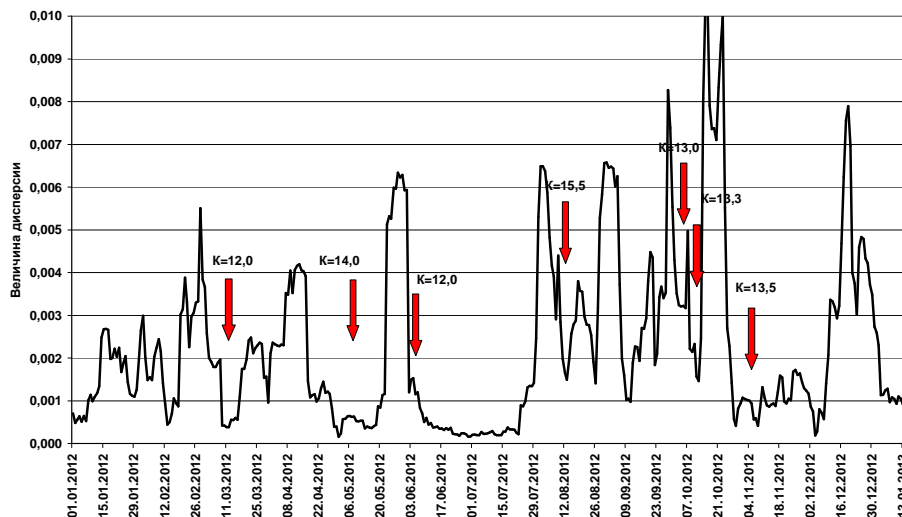


Рис. 11. Дисперсия вариаций разброса(остатка) отношений метана к азоту-ст.(ст.Караман,2012 г.)

На рис.11 представлены данные дисперсии вариаций отношений метана к азоту-стандарту. Как видно на рисунке, как и в случае водорода, сейсмические события происходят после повышения величины дисперсии отношений метана к азоту, на его спаде или спустя некоторый промежуток времени и соответствуют, как правило, минимальным значениям дисперсии отношений метана к азоту-стандарту. В ряде случаев перед землетрясениями отмечается образование двух «горбов», что свидетельствует, во-первых, о подобии в вариациях водорода и отношений метана к азоту, во- вторых, о воздействии единого физического фактора на параметры подземных водно-газовых систем и на дегазацию водорода в массиве горных пород.

#### Литература

1. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Подобие в геофизике. //Изд. «Наука», Природа, 1991, №1, с.13-23.
2. Левкович Р.А., Дейнега Г.И., Каспаров С.А. и др. Геодинамический эффект, создания крупных водохранилищ в сейсмоактивных областях. М., Наука, 1982.
3. Федотов С.А. О сейсмическом цикле. //Сейсмическое районирование СССР. М: Наука, 1968. С. 314-326.
4. Барсуков В.Л., Беляев А.А. Геохимические методы прогноза землетрясений. М., Наука, 1992, 213 с.
5. Саидов О.А., Даниялов М.Г. О методике обработки и интерпретации временных геохимических рядов, как предвестника землетрясений. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. /Материалы второй международной сейсмологической школы ( 13-17 августа), Пермь,2007 , с. 184-189.
6. Саидов О.А., Осман-Заде Ш.С., Магомедбеков Х.Г. О геохимическом фоне природных газов. – Сб. науч.тр./ Ин-т проблем геотермии Даг.ФАН СССР, 1985, вып.3,с.131-144.
7. Деформации прогибания и газогеохимические вариации при возбужденных землетрясениях.// Изв.АН СССР, Геохимия,1991,№1, с.27-38
8. Саидов О.А., Даниялов М.Г. Вариации водорода при крупных землетрясениях Кавказа и сопредельных территорий. Сб. тр., Сейсмический мониторинг и изучение геодинамики территории Дагестана и акватории Среднего Каспия. Махачкала, 2007, с.129-135.

## ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГОПЛАСТИЧЕСКОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЕРРОМАГНИТНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ СИММЕТРИЧНОМ ИЗГИБЕ

Сулейманов А.И.

Дагестанский филиал ГС РАН

**Аннотация.** В статье рассматривается изменения намагниченности образца при симметричном изгибе с вращением с постоянной нагрузкой на образец. Установлено проявление электромагнитной индукции при циклическом упруго – пластическом деформировании, а также зависимость ЭДС от частоты вращения  $\omega$ , магнитной анизотропии и от действующей нагрузки  $\sigma$ . Получено выражение для циклической магнитной проницаемости.

**Ключевые слова:** ферромагнетизм, намагниченность, магнитоупругий эффект, магнитная восприимчивость, магнитная проницаемость.

The variations of sample magnetization intensity at symmetric bending with rotation with permanent load on the sample are examined in the article. The effect of electromagnetic induction at repeated elastoplastic deformation and dependence of EDS on rate of rotation  $\omega$ , magnetic anisotropy and actual load  $\sigma$  is determined. The expression for incremental magnetic permeability is observed.

Key words: ferromagnetism, magnetization intensity, magnetoelastic effect, magnetic susceptibility, magnetic conductivity

### Введение

С точки зрения неразрушающего контроля и измерения напряжений научный и практический интерес представляет исследование упругопластического деформирования ферромагнитных материалов круглого сечения, подверженных действиям повторно-переменных нагрузок при симметричном изгибе вращающегося образца.

Проведена попытка установления основных закономерностей циклического упруго - пластического деформирования и сопротивления разрушению в связи с большой практической значимостью этого вида исследований.

Впервые попытка связать магнитные характеристики с напряжениями для случая одноосного растяжения чистого монокристалла сделана Н.С.Акуловым [1,2] и получено выражение зависимости магнитной восприимчивости от растяжения

$$\frac{\chi_{\sigma}}{\chi_0} - \frac{\chi_{\sigma}}{\chi_0} = 2 \lambda_s \sigma \quad (1)$$

где  $\lambda_s$  - коэффициент магнитоэластики насыщения;

$\sigma$  - упругие растягивающие напряжения;

$\chi_0$  - начальная магнитная восприимчивость;

$\chi_{\sigma}$  - магнитная восприимчивость упруго-растянутого ферромагнетика.

Зависимость магнитной проницаемости  $\mu$  от реологических напряжений  $\sigma$  имеет вид:

$$\frac{\mu}{\mu_0} = \frac{1}{\mu_0} \lambda_s \mu_0 \sigma \quad (2)$$

Если проявление магнитоупругого эффекта при статических нагрузках (сжатие, растяжение) изучено достаточно подробно [3], то проявление магнитоупругого эффекта при циклических нагрузках почти не исследовано.

Согласно теории С.В.Вонсовского [4] зависимость начальной обратимой восприимчивости от упругих напряжений существенным образом определяется « в монокристаллах » ориентацией магнитного поля, ориентацией внешних напряжений, исходной магнитной текстуры, константой анизотропии и внутренними напряжениями.

Учитывая влияние магнитной текстуры на зависимость магнитной восприимчивости от упругих напряжений, С.В.Вонсовским получены формулы для поликристаллических ферромагнитных материалов, для чистого растяжения

$$\chi_{\sigma} - \chi_0 = k_1 \sigma - k_2 \sigma^2 \quad (3)$$

где  $k_1$  и  $k_2$  - коэффициенты, зависящие от магнитной текстуры.

Для чистого сжатия

$$\chi_{\sigma} - \chi_0 = -k_1 \sigma - k_2 \sigma^2 \quad (4)$$

Из соотношений (3) и (4) для случая чистого изгиба получаем

$$\chi_{\sigma} - \chi_0 = -k_2 \sigma^2 \quad (5)$$

Как видно из формулы (5) для чистого изгиба эффекты от растяжения и сжатия не исчезают, т.е. не компенсируют друг друга, хотя они вызывают обратные магнитоупругие эффекты. За счет некоторых величин второго порядка появляется возможность магнитоупругого измерения изгиба.

Зависимость намагниченности от величины приложенного напряжения  $\sigma$  можно получить, рассматривая магнитоупругую энергию как функцию от угла, определяющего направление вектора спонтанной намагниченности  $J_s$  домена. При этом плотность магнитоупругой энергии упругодеформированного ферромагнетика имеет вид [5]:

$$E_{\sigma} = \frac{3}{2} \lambda_s \sigma \sin^2 \alpha \quad (6)$$

где  $\lambda_s$  – коэффициент магнотстрикции насыщения,  $\alpha$  – угол между вектором остаточной намагниченности насыщения  $J_s$  и осью напряжения  $\sigma$ .

Из выражения (6) вытекает, что если  $\lambda_s \sigma > 0$ , то намагниченность образца  $J$  возрастает и домены устойчивы, когда вектор намагниченности насыщения  $J_s$  параллелен  $\sigma$  т.е. в случае растяжения. Если же  $\lambda_s \sigma < 0$ , что наблюдается при сжатии, то домены будут повернуты так, чтобы вектор  $J_s$  был перпендикулярен к оси сжатия, следовательно, общая намагниченность  $J$  будет уменьшаться

### Техника эксперимента

Исследование конструкционных сталей круглого сечения (35 ХГСА, 38ХА, 40 ХНМА и У-8А) проводились методом вихревых токов на испытательной машине МУИ - 6000, поддерживающее постоянную нагрузку на образец (35 - 45 КГ) в течение всего времени испытания. Частота вращения образца  $\omega = 6000$  об / мин. (100 герц). Биение образца в начале запуска контролируется микрометром и сводится к минимуму (от 0,01 до 0,1 мм) за счет крепления в цанговых зажимах.

В испытуемом образце из ферромагнитного материала переменным электромагнитным поле создаются вихревые токи, отклики которых улавливаются индикаторной обмоткой датчика и электроизмерительным прибором, включенным в цепь данной обмотки.

Поскольку подавляющее большинство образцов и изделий из ферромагнитного материала имеют остаточную намагниченность, причем вектор намагниченности произвольно ориентирован относительно оси образца, величина тока в индикаторной обмотке, при испытаниях на изгиб, будет зависеть от углового положения образца в датчике, т.е. от направления вектора остаточной намагниченности и действующей нагрузки относительно оси образца.

### Результаты исследования

Пусть поликристаллический ферромагнитный образец с положительной магнотстрикцией  $\lambda_s$  подвержен действиям повторно-переменных нагрузок, энергией кристаллографической анизотропии которого можно пренебречь, т.е.  $\lambda_s \sigma_i \gg K$ .

Рассмотрим 2 случая:

1-напряженность внешнего магнитного поля  $H = 0$ , т.е. образец вращается в магнитном поле Земли;

2- образец вращается в магнитном поле напряженностью  $H$ .

1. Технологические методы обработки материалов (ковка, протяжка, волочение и др.) приводят к одноосной анизотропии [6], т.е. к появлению преимущественного направления вектора остаточной намагниченности  $J_s$ .

Пусть  $\theta_0$  – угол между  $\sigma_i$  и  $\sigma$ , а  $\theta$  – угол между  $J_s$  и вектором  $\sigma_i$  и предположим, что в процессе вращения образца в течение первого полупериода вектор  $J_s$  находится в области растяжения, а во втором полупериоде – в области сжатия (см. рис. 1-б).

Тогда изменение намагниченности образца за первый полупериод

$$J' - J = J_s [\cos(\theta_0 - \theta) - \cos \theta_0], \quad \text{а за второй полупериод} \\ J - J'' = J_s [\cos \theta_0 - \cos(\theta_0 + \theta)].$$

Изменение намагниченности образца за один оборот

$$\Delta J = (J' - J) - (J - J'') = -2 J (1 - \cos \theta) \quad (7)$$

где  $\sigma_i$  – внутреннее напряжение и  $K$  – константа анизотропии. Распределение напряжений  $\sigma$  по сечению образца в случае симметричного изгиба показано на рисунке 1-а.

Знак минус в выражении (7) указывает на то, что изменение намагниченности образца под действием сжимающих напряжений преобладает над изменением намагниченности от растягивающих напряжений, что является подтверждением исследований в статике [3].



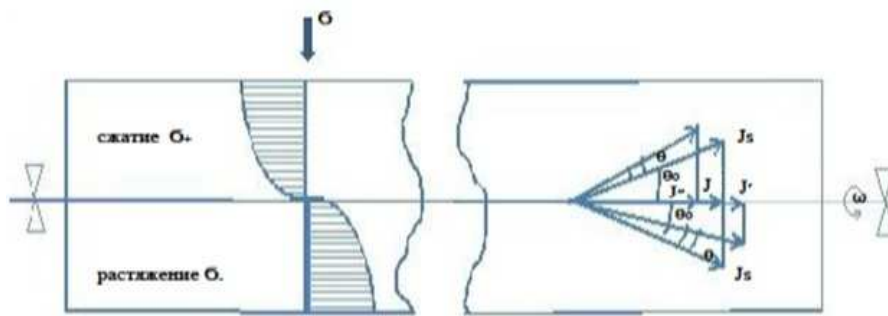


Рис. 1-а

Рис. 1-б

Индукция магнитного поля, вызванная изменением намагниченности за один оборот

$$\Delta B = \mu_0 \Delta J = -2 \mu_0 J (1 - \cos\theta)$$

Если вращающийся образец охвачен катушкой с числом витков  $N$ , то в катушке индуцируется ЭДС, пропорционально скорости изменения магнитного потока, т.е.

$$E = - \frac{d\Phi}{dt} = -2 \mu_0 N S \omega J (1 - \cos\theta) \sin \omega t = E_0 \sin \omega t, \quad (8)$$

и изменятся по гармоническому закону.

Амплитудное значение ЭДС пропорционально частоте вращения  $\omega$ , зависит от магнитной анизотропии, созданной механической обработкой, числа витков измерительной катушки  $N$ , а также от действующей нагрузки  $\sigma$ .

На рисунке 2 показаны графики изменения амплитудных значений потенциала вихревых токов в измерительной обмотке от начала запуска до разрушения двух различных образцов стали марки 35 ХГСА.

До начала вращения и при отсутствии внешней нагрузки производят измерение амплитудного значения потенциала откликов вихревых токов и измеренное значение наносят на график (точка А), а затем образец нагружается фиксированной нагрузкой.

Поскольку подавляющее большинство образцов и изделий имеют остаточную намагниченность, причем вектор намагниченности произвольно ориентирован относительно оси образца, величина тока в индикаторной обмотке будет зависеть от углового положения образца в датчике. Для нахождения среднего значения потенциала вихревых токов образец приводят во вращение (вручную) со скоростью, позволяющей зафиксировать максимальное и минимальное значение потенциала.

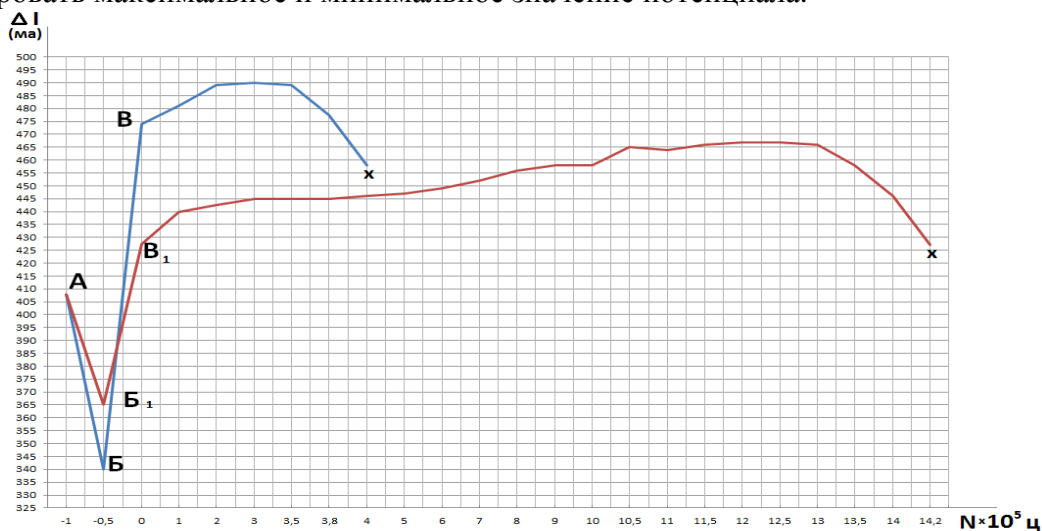


Рис.2.

Полученное среднее значение потенциала вихревых токов наносят на график (точка Б и  $B_1$ ). Далее образец приводят во вращение на рабочих оборотах, и в начальный момент выхода на рабочий режим производятся вторично измерения потенциалов откликов вихревых токов (точка В и  $B_1$ )



Измеряя величину скачков потенциала ( $B - B$  и  $B_1 - B_1$ ) в момент выхода на рабочую скорость находят разность измеренных значений по которым можно определять число циклов до разрушения образцов и изделий из ферромагнитных материалов в начальной стадии испытаний [7].

Так как изменение намагниченности в образце обусловлено действиями магнитоупругих энергий внутренних и внешних напряжений, определяемого выражением (6), то из условия минимума для первого полупериода

$$\frac{\partial(E\sigma_i + E\sigma_+)}{\partial\theta_0} = 0$$

находим  $\sigma_i = \sigma_+ \sin 2(\theta_0 - \theta) / \sin 2\theta_0$  (9)

Из условия минимума для второго полупериода

$$\frac{\partial(E\sigma_i + E\sigma_-)}{\partial\theta_0} = 0$$

находим  $\sigma_i = \sigma_- \sin 2(\theta_0 + \theta) / \sin 2\theta_0$  (10)

Из выражений (9) и (10), учитывая, что  $|\sigma_+| = |\sigma_-| = \sigma$  имеем

$$\sigma_i = \sigma \cos 2\theta$$
 (11)

Выражение (11) позволяет оценивать внутренние напряжения в образце, созданные механической обработкой [8].

Изменение намагниченности образца, обусловленная вращением вектора спонтанной намагниченности, с учетом выражения (11) принимает вид:

$$\Delta J = -2J \left(1 - \sqrt{\frac{\sigma + \sigma_i}{2\sigma}}\right)$$

и может начаться при условии  $\sigma \gg \sigma_i$ , так как в противном случае выражение (11) теряет смысл.

Максимальное значение намагниченности имеет вид:

$$\Delta J_{\max} = -2J \left[1 - \lim_{\sigma \rightarrow \infty} \sqrt{\frac{\sigma + \sigma_i}{2\sigma}}\right] = (2 - \sqrt{2})J$$
 (12)

При напряжениях  $\sigma > \sigma_i$  намагниченность образца, а также ЭДС в катушке возрастает пропорционально  $\sigma$ , достигая амплитудного значения

$$E_0 = (2 - \sqrt{2}) \mu_0 \omega N S J,$$

которая позволяет определить ту намагниченность образца, созданная внутренними напряжениями

$$J = \frac{E_0}{(2 - \sqrt{2}) \mu_0 \omega N S}$$
 (13)

2. При вращении образца в магнитном поле напряженностью  $H$  изменение намагниченности за счет процессов вращения вектора спонтанной намагниченности  $J_s$  обусловлено действиями магнитоупругой энергии внешнего напряжения  $\sigma$  и энергии образца в магнитном поле  $E_H = -H J_s \cos \theta_0$ ,

где  $\theta_0$  – угол между напряженностью поля  $H$  и вектором намагниченности насыщения  $J_s$ .

Применяя тот же метод расчета, находим изменения напряженности магнитного поля в образце за один оборот

$$\Delta H = \frac{6 \lambda_s \sigma}{J_s^2} J \cos 2\theta$$
 (14)

При малых и обратимых изменениях величины индукции магнитного поля  $B$  под действием напряжений  $\sigma$ , между напряженностью намагничивающего поля  $H$  и длиной образца  $l$ , существует известное термодинамическое соотношение [5]

$$\frac{\partial H}{\partial \sigma} = \frac{1}{l} \frac{\partial l}{\partial H}$$

Интегрирование данного выражения дает

$$H = H_0 - \sigma \frac{1}{l} \frac{\partial l}{\partial H} = H_0 - H_\sigma$$
 (15)

Сравнивая выражения (14) и (15) и сокращая на  $J$  получим

$$\frac{1}{\chi_0} - \frac{1}{\chi_\sigma} = \frac{6\lambda_s \sigma}{J_s^2} \cos 2\theta$$

или переходя к магнитной проницаемости  $\mu - 1 = \chi$  и учитывая, что в ферромагнитных материалах  $\mu \gg 1$  получим

$$\frac{1}{\mu_0} - \frac{1}{\mu_\sigma} = \frac{6\lambda_s \sigma}{J_s^2} \cos 2\theta$$

или

$$\frac{\Delta\mu}{\mu\sigma} = \mu_0 \frac{6\lambda_s \sigma}{J_s^2} \cos 2\theta \quad (16)$$

т.е. относительное изменение магнитной проницаемости образца, подверженного знакопеременным нагрузкам при симметричном изгибе, пропорционально  $\mu_0\sigma$  и изменяется по гармоническому закону.

Так как циклическое вращение образца с частотой  $\omega$  равносильно изменению внешней нагрузки по гармоническому закону  $\sigma = \sigma_0 \sin\omega t$ , то для динамической магнитной проницаемости

$$\mu_d = \frac{\partial\mu}{\partial t}$$

из выражения (16) получим

$$\mu_d = \mu_0 \sigma_0 \omega \frac{6\lambda_s \sigma}{J_s^2} \cos 2\theta \cos \omega t \quad (17)$$

Динамическая магнитная проницаемость пропорциональна магнитной проницаемости материала, напряжению  $\sigma$ , циклической частоте вращения  $\omega$  и изменяется по гармоническому закону.

#### Литература

1. Акулов Н.С., Киренский Л.В. Магнитный метод исследования внутренних упругих напряжений в ферромагнитных материалах. ЖЭТФ, т. 3, вып.1.1939.
2. Акулов Н.С., Гельфейнбейн А. Влияние упругих напряжений на ход кривой намагничивания. ЖЭТФ, т.3, вып.1, 1963.
3. Парфенов В.В., Ворошилов В.П. Исследование влияния одноосного упругого растяжения и сжатия на намагниченность насыщения и восприимчивость парапроцесса ферромагнетиков. "Физика металлов и металловедение", т.12, вып.2, 1961. с. 240-248.
4. Вонсовский С.В.. Современное учение о магнетизме. Гостехиздат, 1952, 314 с.
5. Бозорт Р.М. Ферромагнетизм, изд. ИЛ, т.1, М. 1956.
6. Вонсовский С.В.. Магнетизм. М., 1971.
7. Сулейманов А.И. и др. А.С № 634172 СССР. Способ исследования усталостной прочности образцов и изделий из ферромагнитных материалов.
8. Сулейманов А.И. и др. А.С № 720015 СССР. Способ определения внутренних напряжений в образцах и изделиях из ферромагнитных материалов.

## ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ЭНДОГЕННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ МОНТМОРИЛЛОНИТА

Гусейнов<sup>1</sup> А.А., Юсупов<sup>2</sup> А.Р.

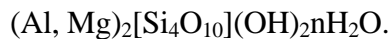
<sup>1</sup> Институт проблем геотермии ДНЦ РАН<sup>2</sup>, Институт геологии ДНЦ РАН

Электропроводность минералов и горных пород является одним из наиболее чувствительных к температуре, вещественному составу и происходящим в них физико-химическим процессам параметром. Поэтому результаты исследования электропроводности минерального вещества Земли, ав связи с разнообразием их применения как для решения ряда фундаментальных проблем и задач прикладного характера в науках о Земле, так и в практических целях, приобретают особую актуальность [1-4].

В настоящей работе проведено экспериментальное изучение зависимости удельной электропроводности  $\sigma$  монтмориллонита от температуры  $T$  и сделана геолого-геофизическая интерпретация результатов исследования. Монтмориллонит широко распространён в осадочных породах, встречается в морских осадках и в глинах различного происхождения. Этот минерал имеет широкое практическое применение; также является объектом исследования для широкого круга ученых, авторы [5] на

основе анализа научной литературы с 1931 г. установили, что монтмориллонит является наиболее изучаемым глинистым минералом. Тем не менее, электропроводность монтмориллонитов практически не изучена.

Глинистый минерал монтмориллонит относится к слоистым силикатам, содержащим в своей структуре гидроксильную группу, широко распространен в осадочных породах как аутигенный и терригенный минерал. Монтмориллонит является трехслойным минералом, в его кристаллической решетке на два тетраэдрических кремнекислородных слоя приходится один алюмо-кислородно-гидроксильный слой. Состав этих слоев вследствие изоморфных замещений не постоянен. Результирующий отрицательный заряд слоев компенсируется обменными катионами K, Na, H, Ca и др., расположенными между этими слоями. Монтмориллониты характеризуются большим содержанием межслоевой воды, благодаря чему межплоскостное пространство по мере гидратации увеличивается, поэтому эти минералы, в отличие от слюд и каолинитов, обладают способностью набухать при смачивании. Состав монтмориллонита отображается формулой:



Исследованные нами монтмориллониты представлены образцами с различных месторождений осадочных пород Дагестана. Электропроводность образцов минералов измерялась на постоянном токе, установка и методика исследования описана ранее в работе [6].

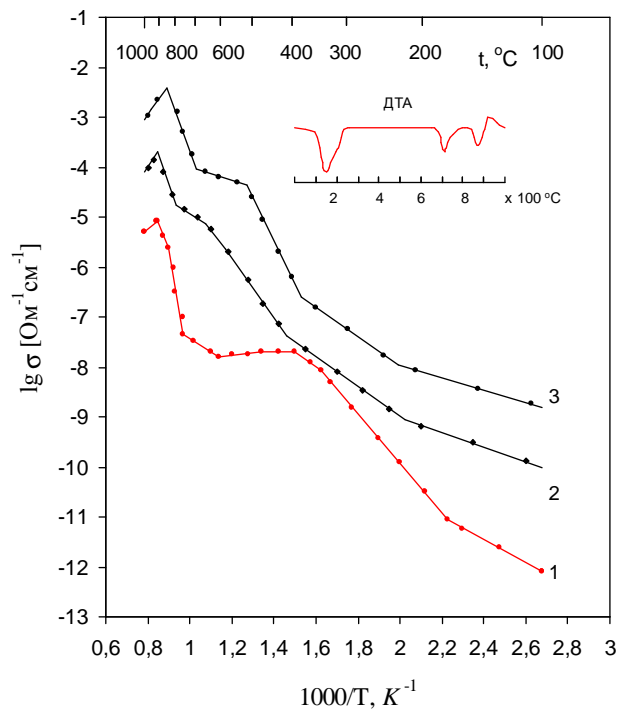
Результаты исследования удельной электропроводности  $\sigma$  монтмориллонитов в зависимости от абсолютной температуры  $T$  в интервале 100-1000 °C в виде функций  $\lg \sigma = f(1/T)$  представлены на рис. 1. Полученные графики представляют собой семейство прямых, проявляющих изломы при характерных температурах. Прямолинейный характер зависимостей  $\lg \sigma = f(1/T)$  на каждом из температурных участков свидетельствует о выполнении экспоненциального закона зависимости удельной электропроводности от температуры

$$\sigma = \sigma_0 \exp(-E_0 / kT), \quad (1)$$

где  $\sigma_0$  – предэкспоненциальный множитель,  $E_0$  – энергия активации электропроводности,  $k$  – постоянная Больцмана,  $T$  – абсолютная температура. По зависимостям  $\lg \sigma = f(1/T)$  исследованных образцов определены важные кинетические параметры  $E_0$  и  $\lg \sigma_0$  в широком интервале температур.

Наблюдаемые на экспериментальных линиях электропроводности изломы при различных температурах (рис. 1), как нами было установлено ранее [7, 8], обусловлены процессами выделения гидроксила OH в виде воды, межслоевой воды  $H_2O$  из различных энергетических позиций кристаллической решетки минерала, разрушения этой дегидроксилированной фазы кристаллической решетки и кристаллизацией структуры шпинели, а также проявлением фундаментального характера различных механизмов взаимодействия элементарных дефектов кристаллической решетки. Некоторые эти процессы проявляются как термические эффекты на термограмме ДТА (рис. 1).

Как видно из рис. 1, в образце 1 в интервале 350-600 °C, в отличие от других, наблюдается аномальное изменение температурной зависимости электропроводности, не соответствующее экспоненциальной зависимости вида (1), и заключающееся в нарушении линейного хода зависимости  $\lg \sigma = f(1/T)$ , когда при возрастании температуры увеличение электропроводности замедляется и далее наблюдается некоторое её снижение. Первоначально этот аномальный эффект электропроводности нами был ассоциирован с аналогичным явлением, наблюдаемым в мусковитах [9], так как предполагалась возможность наличия остатка первичного, не разложившегося в процессе выветривания мусковита.



1 – Левашин-2; 2 – Манас-1; 3 – Уллу-Чай

Рис. 1. Зависимость электропроводности монтмориллонитов от температуры:

Однако дальнейший анализ результатов исследования и научной литературы показал, что мусковит не может быть здесь объектом обсуждения, так как залежи монтмориллонитовых глин Дагестана образовались из продуктов преобразования пирокластического материала, осаждающегося в маастрихтском седиментационном бассейне [10]. Поступление пирокластического материала в виде вулканического пепла происходило транспортировкой его воздушным путём и водными потоками из вулканических очагов Малого и Большого Кавказа [11]. Дальнейшие эпигенетические и катагенетические преобразования образовавшегося монтмориллонита на больших глубинах, высоких температурах и давлениях приводят, в результате частичного выщелачивания катионов  $Mg^{2+}$  или  $Ca^{2+}$  из межслоевых промежутков и заселения этих позиций катионами  $K^+$ , к появлению гидромусковитовой компоненты [12, 13].

В работе [14] нами было показано, что в гидромусковитах наблюдается аномальное изменение электропроводности, которое аналогично рассматриваемому в данной работе. Как нами установлено, в основе механизма такого поведения электропроводности лежат термохимические процессы с участием наноразмерных ансамблей атомов алюминия в октаэдрическом слое минерала с участием гидроксидов  $OH$ . Обобщение полученных результатов позволяет сделать вывод, что установленный нами аномальный характер изменения электропроводности в монтмориллонитах отражает условия постседиментационного преобразования монтмориллонита, то есть электропроводность является в данном случае типоморфным свойством.

#### Литература

1. Бахтерев В.В. Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной электропроводности // ДАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 371-373.
2. Пархоменко Э.И., Мамедов А.Л. О зависимости электросопротивления и диэлектрической проницаемости минералов от химического состава при высоких давлениях и температурах // Изв. АН СССР. Физика земли. 1979. № 7. С. 93-102.
3. Лебедев Т. С., Корчин В.А., Савенко Б.Я. и др. Физические свойства минерального вещества в термобарических условиях литосферы. Киев: Наукова думка. 1986. 198 с.
4. Гусейнов А.А. Взаимосвязь термических процессов окисления железа и дегидроксиляции с ионной проводимостью в железо-магнезиальных слюдах // Геохимия. 1999 б. № 1. С. 95-98.
5. Jesenak K., Kuchta L. Selected attributes of publishing activity in montmorillonite research // Scr. Fac. Sci. nature. Univ. Masarykiana brno. Geol. 1998-1999. V. 28-29. P. 143-148.

6. Гусейнов А.А., Гаргацев И.О., Габитова Р.У. Исследование электропроводности флогопитов при высоких температурах // Физика Земли. 2005. № 8. С. 79-88.

7. Алхасов А.Б., Гусейнов А.А. Спектр значений энергии активации электропереноса в глинистых минералах как отражение процесса формирования возрожденных вод при эпигенезе (на примере монтмориллонита) // Актуальные проблемы освоения возобновляемых энергоресурсов. Махачкала. 2013. С. 152-158.

8. Гусейнов А.А. Особенности электропроводности монтмориллонитов при высоких температурах. // 16 Международный симпозиум «Упорядочение в минералах и сплавах» ОМА-16, Ростов-на-Дону – г. Туапсе, 12-17 сентября 2013 г. Труды симпозиума. Ростов н/Д: Изд-во СКНЦ ВШ ЮФУ АПСН, 2013 Вып. 16. Т. 1. С. 120-123.

9. Гусейнов А.А., Гаргацев И.О. Исследование электропроводности мусковитов в условиях температурного воздействия // Физика Земли. 2003. № 1. С. 88-96.

10. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О составе и генезисе монтмориллонитовых глин Хала- Горкского месторождения в Дагестане // Материалы по геологии и геохимии минерального сырья в Дагестане. Вып. 15. Махачкала 1978. С. 36-39.

11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т 2. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 547 с.

12. Грим Р.Е. Минералогия глин. М.: ИЛ. 1959. 451 с.

13. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука. 1990. 214 с.

14. Гусейнов А.А., Гаргацев И.О., Батырмурзаев А.С. Исследование электропроводности серицита и гидромусковита при высоких температурах // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 4. С. 519-522.

## НАКОПЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ МОЛЛЮСКАМИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

*Хлопкова М.В.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

В водах морей и океанов уран содержится в форме устойчивых комплексных анионов. Соединения тория малоустойчивы в водных растворах, поэтому его концентрации в природных водах крайне низки. Для континентальных поверхностных вод наиболее высокие концентрации тория встречаются в местах разгрузки трещинных вод гранитных массивов, где в состав пород входит торийсодержащие минералы. Биогенная форма накопления в зоне седиментации составляет внушительную долю в общем балансе тория [1, 8, 9].

Наиболее распространенной в геохимии является концепция химического накопления урана в продуктах посмертного разложения организмов в осадках [2]. Исследования С.Г. Неручева и других авторов [8, 9] доказывают интенсивное прижизненное биологическое накопление урана – преимущественно планктоном и донными водорослями в водной среде, причем особенно значительном во время проявления эпох интенсивного уранонакопления. Процессы биохимического накопления урана приводят к значительному обогащению им организмов по сравнению с окружающей водной средой. Раковины моллюсков, кораллы, формирующиеся в морской воде, первоначально содержат изотопы урана в значительно большем количестве, чем изотопы тория. По накоплению в таких образцах какого-либо продукта распада урана можно определить их возраст. На этом принципе основан урано-иониевый метод определения возраста, впервые примененный Чердынцевым В.В. для определения возраста костей, почвы, раковин моллюсков [14].

Большинство нефтяных месторождений приводят к радиоактивному загрязнению окружающей среды при добыче, сбросе попутных вод. Из глубинных источников с вулканогенными продуктами и гидротермальными растворами из разломов на дне Каспия, а также с терригенным стоком - уран и торий поступают в морскую воду древнего и современного Каспия. Чем больше глубина перфорации при нефтегазодобыче, тем выше общая минерализация и содержание радиоизотопов вод глубоких горизонтов. [1, 4, 11].

Целью исследований являлось изучение особенностей накопления урана и тория в раковинах современных и древних моллюсков, выявление факторов накопления естественных радионуклидов.

Сбор живых особей моллюсков проводился по основным гидробиологическим разрезам и в кутовой части Сулакского залива. Вымершие моллюски отбиралась на разрезах – обнажениях по долинам рек: Манас – озень, Ачи - су, Рубас-чай, Черкес-озень, Шура - озень, Сулак; на побережье Каспийского моря. В работе использованы коллекции современных и хвалынских моллюсков Северного Каспия. Собрано 54 пробы, более 1500 раковин моллюсков. Кораллы обнаружены в Каякентском районе, диатомиты, ракушечники и пеплы отобраны в Табасаранском, Буйнакском и Левашинском районах.

Содержание урана и тория определялось радиохимическим методом (без предварительного озоления при температуре  $500^{\circ}\text{C}$ ), с помощью ионообменных колонок с анионитом ЭДЭ – 10П и последующим колориметрированием с арсеназо III на фотоэлектрическом колориметре КФК-2МП,  $\lambda = 670\text{ нм}$  [10]. Для определения карбонатов использовали кальциметр ТУ 25-11-1106-75.

Концентрация урана в раковинах современных моллюсков океана от  $0,01 \times 10^{-4}\%$  до  $4 \times 10^{-4}\%$ , в раковинах древнекаспийских моллюсков Азербайджана составляет  $0,41 \times 10^{-4}\%$ . В водах Каспийского моря и его донных осадках содержание урана в 5-7 раз выше, чем в других морях, концентрация составляет  $(3-10) \times 10^{-6}\text{ г/л}$  [8, 12].

В природных водах содержится мало тория: в пресной воде  $2 \times 10^{-9}\%$ , в морской воде  $7 \times 10^{-8}\%$ . Он очень слабо мигрирует в биосфере и гидротермальных растворах. В морях-озерах закрытого типа (Каспийское море) наблюдается более высокая концентрация тория. На содержание тория в раковинах моллюсков характер грунта и его литологический состав не оказывают влияния. Торий в раковинах накапливается через пищевые пути – за счет потребления одноклеточных водорослей и за счет фильтрации из воды взвешенного материала минерального и детритного происхождения, а не за счет прямого поглощения из воды, как это происходит с ураном [3, 8, 9].

Коэффициент биологического накопления урана (КБН U) у диатомовых водорослей составляет около 10000. Для кораллов характерны высокие КБН урана, в среднем около 400-1000, КБН для моллюсков от 30 до 140 [2]. Коэффициент биологического накопления тория в морском планктоне — 1250, в донных водорослях — 10, в мягких тканях беспозвоночных — 50-300, рыб — 100. В пресноводных моллюсках его концентрация колеблется от  $3 \times 10^{-7}$  до  $1 \times 10^{-5}\%$ , в морских животных от  $3 \times 10^{-7}$  до  $3 \times 10^{-6}\%$  [5].

Наши исследования показали, что у современных и древних дидакт, независимо от места обитания, фациальных условий залегания раковин и геологического возраста выявляются следующие закономерности: неполовозрелые особи всегда накапливают в раковине уран в 1,5-2 раза больше, чем взрослые моллюски. Накопление урана в раковинах современных моллюсков дагестанского побережья Среднего Каспия в 3 раза больше, чем в Северном Каспии. В нижнехвалынское время в Северном Каспии наблюдалось повышенное содержание урана.

Вычислялись коэффициенты биологического накопления (КБН - отношение концентрации урана и тория в раковинах к концентрациям в воде) для определения меры способности живых моллюсков накапливать эти элементы в раковинах [2, 8, 13]. КБН, вычисленные для некоторых видов, показывают, что способность к накоплению урана в раковинах колеблется в пределах от 10 до 78. КБН Th от 76 до 626. Торий моллюсками накапливается интенсивней урана, хотя в воде его концентрация значительно ниже.

При диагенетических процессах во время захоронения раковин или кораллов часть карбоната (при изменении рН) может переходить в кальцит - менее устойчивое

соединение, из которого уран легко вымывается или происходит его избыточное накопление. Четырехвалентные уран и торий имеют ионные радиусы, близкие к радиусу  $\text{Ca}^{2+}$ , поэтому они могут изоморфно замещать последний в кристаллических решетках кальцита, арагонита и других кальцийсодержащих минералов [2, 8, 9]. Если в раковинах моллюсков сохранилась арагонитовая структура, то концентрация урана в ней, вероятно, отражает прижизненное накопление этого элемента.

В кораллах, сохраняющих арагонитовую структуру и остающихся в море, концентрация урана практически не изменяется [2, 8], в древних кораллах, подвергшихся перекристаллизации, концентрация урана уменьшается и не превышает  $(1-2) \times 10^{-4}\%$ . По нашим данным, приведенным в таблице 1, в кораллах концентрация  $^{238}\text{U}$   $3,9 \times 10^{-4}\%$ ,  $^{232}\text{Th}$   $1,16 \times 10^{-4}\%$ .

В раковинах некоторых акчагыльских, верхнебакинских и верхнехазарских моллюсков дагестанского побережья Среднего Каспия относительно высокое содержание урана  $(4 - 9,3) \times 10^{-4}\%$ , что по-видимому, обусловлено продуктами вулканической деятельности (пеплы, гидротермальные растворы, из которых уран мигрирует в воду, а затем захватывается моллюсками), Th/U – отношения в моллюсках 0,15- 0,24.

На содержание урана в раковинах влияют также характер грунта, соотношение органических веществ, сероводородное заражение при недостатке аэрации, выход гидротермальных вод по тектоническим разломам, проходящим по дну Каспия.

Даже при отсутствии прямых проявлений вулканизма или гидротермальной деятельности на дне бассейнов, в которых происходило интенсивное накопление планктоногенного органического вещества, урана, высокая сейсмическая активность дна бассейнов в эти эпохи является несомненным свидетельством значительного влияния глубинных факторов [3,13].

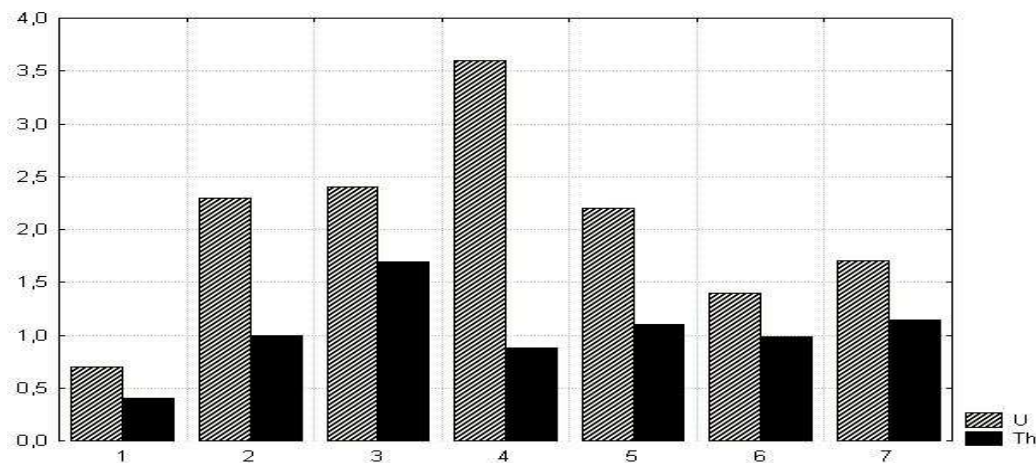
Работами Института геологии в 2006-2010 гг. впервые установлены в центральном Дагестане позднекайнозойские вулканические пеплы с признаками местного образования. Повышенное содержание урана, при относительно низком содержании тория в некоторых раковинах дидакн, можно объяснить вулканогенными процессами того времени, что подтверждается исследованиями образцов пеплов в этих же районах. Выявлено, что пеплы сопровождаются образованием карбонатных желваков с пепловым материалом, кремнисто-карбонатными породами, в том числе диатомитами. На Урминском плато имело место образование пеплов в подводных условиях. В наших исследованиях, в раковинах из долины реки Шура-озень, диатомитах из долины реки Холагорк (Урминская синклиналь) повышенное содержание урана, следует отметить, что на этих же территориях найдены вулканические пеплы [7]. В пеплах содержание урана от  $1,0 \times 10^{-4}\%$  до  $6,0 \times 10^{-4}\%$ , тория от  $0,48 \times 10^{-4}\%$  до  $8,05 \times 10^{-4}\%$  [6]. Поступление урана и тория в морскую воду древнего и современного Каспия происходит из глубинных источников (к примеру, радиоактивные аномалии Талгинской и Берикейской нефтегазоносных площадей [4]).

Кларковые значения в карбонатных породах U  $2,3 \times 10^{-4}\%$ , Th  $1,8 \times 10^{-4}\%$ , Th/U 0,78 [7]. Th/U отношения величина постоянная для земной коры 3,7-4,5, если изменены соотношения, то нарушено радиоактивное равновесие. Для живых организмов соотношения иные (рис. 1).

В зонах активного вулканизма тория накапливается в моллюсках больше, нарушается Th/U равновесие: Th/U отношения могут быть завышены 3,8, или низкие Th/U 0,11-0,16. По нашим данным Th/U – отношения в современных моллюсках от 0,14 до 1,25, в древних моллюсках Th/U от 0,15 до 0,70.

Пониженные Th/U-отношения у апшерон-акчагыльских и верхнехазарских моллюсков 0,15-0,24 свидетельствуют о вулканической деятельности в тот период.





По оси абсцисс –виды моллюсков:

- 1- *Didacna trigonoides* современные  
 2 – *Didacna parallella* 37 тыс. лет назад, раннехвалынские отложения  
 3 – *Didacna surachanica* 91 тыс. лет назад, верхнехазарские отложения  
 4 – *Didacna nalivkini* 130 тыс. лет назад, верхнехазарские отложения  
 5 – *Dreissena rostriformis* 145 тыс. лет назад, нижнехазарские отложения  
 6 – *Didacna shuraosenica* 250 тыс. лет назад, нижнехазарские отложения  
 7 – *Didacna parvula* 690-800 тыс. лет назад, раннебакинские отложения

По оси ординат – концентрация урана и тория,  $n \cdot 10^{-4}$  %.

Рис. 1. Соотношение урана и тория в раковинах моллюсков

Высокие значения  $U/C_{орг.}$  (4-7) $\times 10^{-4}$  в осадках Каспийского моря обусловлено повышенной концентрацией урана в воде. Наши исследования показали, что значение  $U/C_{орг.}$  для современных моллюсков -  $(7,1-45) \times 10^{-5}$ , для древних -  $(5,6-159) \times 10^{-5}$ .  $U/CaCO_3$  - отношения у современных моллюсков от 2 до  $31 \times 10^{-7}$ , у древних - от 3 до  $47 \times 10^{-7}$ .

Наши исследования выявили, что в палеогеновых кораллах и третичных диатомитах содержание урана и тория выше, чем в более молодых четвертичных диатомитах и моллюсках. В третичных диатомитах Th/U 0,42-0,46, в четвертичных 0,64, в кораллах 0,3 (табл. 1).

Таблица 1.

Содержание урана и тория в ракушечниках, диатомитах и коралле третично-четвертичных отложений

пробы	Геологический возраст	Место сбора	U, $n \times 10^{-4}$ %	Th, $n \times 10^{-4}$ %	Th / U	CaCO <sub>3</sub>
ракушечник	(апшерон-акчагыл)	Рубас-чай	1,3	0,52	0,4	31,06
отложения с моллюсками	сармат	Агач-аул	1,2	0,87	0,73	21,30
Диатомиты	плейстоцен	с.Джавгас Табасаранский район	1,82	1,16	0,64	21,76
Диатомиты	эоцен	ранский район	2,70	1,12	0,42	18,17
Диатомиты	плиоцен	р.Холагорк, Левашинский район	4,10	1,90	0,46	17,35
Кораллы	Палеоген юра-мел	Каякент	3,90	1,16	0,30	67,4

Параметром биогенной миграции урана является коэффициент накопления (КН), определяемый как отношение концентрации элемента в раковине к концентрации в грунте [3,9]. Для исследованных нами моллюсков КН колеблется от 0,7 до 1,93.

У мелководных тригоноидных моллюсков, обитающих на песчаных грунтах при хорошей аэрации, наблюдаются пониженные концентрации урана  $(0,7-1,7) \times 10^{-4}$  %. КБН урана составляет 12-23, а у древних тригоноидных дидакн КН составляет 0,7-1,3.

У относительно глубоководных видов дидакн происходит повышение содержания урана  $(4,2-5,65) \times 10^{-4}$  %. Коэффициент биологического накопления урана (КБН) при



жизни современных моллюсков составляет 10-78, коэффициент накопления (КН) урана у древних моллюсков тех же групп 1-1,93. Коэффициент биологического накопления тория составляет 76-626. По глубинным разломам на дне Каспийского моря выходят подземные воды с высокой минерализацией и содержанием естественных радионуклидов. Вероятно, моллюски, обитающие вблизи таких разломов, накапливают в своей раковине повышенные концентрации урана и тория.

Моллюски показывают высокую способность аккумулировать торий, а это указывает на огромную роль этих гидробионтов в миграционном и концентрационном процессе этого элемента [8, 9]. Некоторая доля тория, содержащаяся в осадках Каспийского моря, имеет биогенное происхождение. Попадая в прибрежные воды с различными минеральными частицами, этот радиоэлемент концентрируется вначале в фито- и зоопланктоне, являющимся пищевым материалом для моллюсков. Проходя через пищевые пути последних, значительные количества его откладываются в раковинах, обогащая карбонатные донные осадки.

### **Заключение**

В процессе жизни организмов биогенными факторами повышенного накопления урана являются видовые особенности и арагонитовая структура раковин каспийских моллюсков образующая с ураном стойкие соединения. Абиогенными факторами повышенного накопления урана в раковинах моллюсков в процессе жизни являются: илистый грунт, с высоким содержанием органики; сероводородное заражение, при слабой аэрации на глубинах. Торий не обнаруживает закономерностей накопления от вышеназванных факторов.

После захоронения в различных по литологическому составу осадках на раковину начинают оказывать воздействие процессы диагенеза. Ведущим фактором, приводящим к частичному изменению вещественного состава раковинного материала, оказывается влияние различных по химизму подземных пластовых вод.

В раковинах современных моллюсков Каспия выявлены относительно повышенные концентрации природного урана и тория, что связано с техногенным загрязнением - поступлением радионуклидов в море при сбросе попутных вод в процессе добычи нефти, близостью тектонических разломов на дне бассейна. Полученные результаты по содержанию урана и тория в раковинах моллюсков, обитающих в районах нефтегазодобычи, могут быть использованы для проведения мониторинговых исследований.

Изучение накопления природных радиоактивных элементов в ископаемых организмах позволяет решать задачи их концентрирования в осадочных породах различного происхождения и состава, а также реконструировать условия среды обитания этих организмов.

### **Литература**

1. *Ахмедов М.И., Абдуллаев М.Ш., Омардибиров О.М.* Радиоэкологические проблемы при добыче углеводородного сырья и переработке попутных и геотермальных вод // Материалы научно-практ. конф. к 55-летию Института геологии ДНЦ РАН «Геология и полезные ископаемые Кавказа» Махачкала, 2011. С. 202-204.
2. *Батулин Г.Н.* Уран в современном морском осадконакоплении. М: Атомиздат, 1975. 152 с.
3. *Виноградов А.П.* Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. – 137 с.
4. *Газалиев И.М., Идрисов И.А., Бабаев М.Р., Ахмедов А.М.* Естественная радиоактивная аномалия нефтегазоносной площади Дузлак (Дагестан) // Материалы II Всероссийской науч.- техн. конф. «Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа» Грозный, 2012. С. 299 – 301.
5. *Дементьева В.С., Сыромятников Н.Г.* О форме нахождения изотопов тория в грунтовых водах // Геохимия, 1965. № 2. С. 211-218.
6. *Исаков С.И., Тулышева Е.В., Хлопкова М.В.* Особенности химизма и минералогии плиоцен-плейстоценовых вулканических пеплов Дагестана // Материалы III международной научно-практич. конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского 11-15 февраля 2013 г., С-Петербург, ФГУП «ВСЕГЕИ». С. 405-409.

7. *Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И.* Позднекайнозойский вулканизм северной окраины орогена Восточного Кавказа (Дагестан) // Вестник Дагестанского научного центра РАН. Махачкала. № 32. 2008. С. 12-20.

8. *Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли. Ленинград: «Недра». Ленинградское отделение, 1982. 208 с.

9. *Оглоблин К.Ф.* Закономерности и распространение урана и тория в раковинах современных и ископаемых моллюсков. Автореф. дис. канд г.-м. наук. Баку, 1975. 26 с.

10. *Попов Д.К., Поникарова Т.М.* Методические рекомендации по определению валового урана и тория в породах, почвах и золе растений. Л: Институт радиационной гигиены и санитарии Минздрава РФ, 1981. 15 с.

11. *Сабанаев К.А., Черкашин В.И.* Флюидодинамические особенности формирования залежей УВ в западной части акватории Северного и Среднего Каспия //Материалы XVIII Межд. научной конференции по морской геологии «Геология морей и океанов». М.: ГЕОС, 2009. С. 379.

12. *Султанов К.М., Исаев С.А.* Палеобиогеохимия моллюсков Азербайджана. Баку: Элм., 1982. 180 с.

13. *Хлопкова М.В., Асварова Т.А.* Особенности накопления урана двустворчатыми моллюсками Каспийского моря //Известия Дагестанского гос. педагогического университета. Естественные и точные науки. Махачкала, 2012. №1. С. 37-41.

14. *Чердынцев В.В.* Уран -234. М: Атомиздат. 1969. - 308 с.

## **О ПУТЯХ РЕАЛИЗАЦИИ НОВЫХ АЛГОРИТМОВ СВОДНОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕКУЩЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА**

*Таймазов Д.Г.<sup>1,2</sup>, Таймазов М.Д.<sup>2</sup>*

*<sup>1</sup>Дагестанский филиал ГС РАН, <sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН,*

**Аннотация.** Описываются новые алгоритмы обработки площадных наблюдений и геофизических временных рядов на основе предложенных и запатентованных автором методических разработок, компьютерные программы, реализующие эти алгоритмы, а также пути их адаптации к существующим глобальным и региональным геоинформационным системам для анализа многолетних сейсмологических, гидрогеодинамических и метеорологических наблюдений в Дагестане и оценки по ним текущей сейсмической опасности.

### **Введение**

За исторический и современный периоды на территории Дагестана неоднократно происходили сильные землетрясения. После одного из них – Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года – прогностические наблюдения (сейсмические, геофизические и геохимические) на этой территории не прекращались, но по разным причинам, главная из которых – недостаточное финансирование, никогда не отвечали в полной мере требованиям, предъявляемым к сейсмопрогностическим наблюдениям. Тем не менее, в ходе этих работ в Институте геологии ДНЦ РАН и Дагестанском филиале Геофизической службы РАН нами был выполнен ряд аппаратурно-методических разработок, защищенных 27 авторскими свидетельствами и патентами РФ и на базе которых предложены новые подходы к прогнозу землетрясений. Они подробно описаны в ряде работ автора [1-34]. Среди них способы прогнозирования землетрясений по деформационным и микросейсмическим наблюдениям – патенты РФ №№ 2282220, 2006 г., 2325673, 2008 г. [15,35] (Разработаны алгоритм и компьютерная программа *OchagZeml* для определения магнитуд и координат очаговых зон ожидаемых землетрясений по распределению в плане наблюдаемых амплитуд аномалий геофизических полей.); способ определения напряженно-деформированного состояния земной коры по гидрогеодинамическим наблюдениям [26,35] – патент РФ №№ 2316027, 2008 г. (разработана и апробирована компьютерная программа «*Period Searcher*»).

В настоящей работе обсуждаются пути совершенствования этих алгоритмов и программ и использования их для оценки текущей сейсмической опасности на территории Дагестана и сопредельных регионов.

По имеющимся данным на территории Дагестана можно выделить три потенциально сейсмоактивных района:

– приграничная с ЧР зона, где согласно долгосрочному прогнозу Института физики Земли РАН также ожидается сильное землетрясение;

– эпицентральная область Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 года с магнитудой 6,6, для которого период повторяемости составляет примерно 40 лет (Кумторкалинская зона);

– область сейсмического затишья в Центральном Дагестане, в которой с 1991 г. не наблюдалось ощутимых землетрясений, за исключением нескольких землетрясений средней силы ( $K=4.6, 4.6, 4.7$ ) в ее центральной области (вблизи населенных пунктов Мекеги и Муги), произошедших в 2000 г. [27,35]. Эта же область признана потенциально сейсмоопасной и по независимым оценкам заместителя директора по научной работе Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта Е.А. Рогожина, опубликованным в средствах массовой информации 27.05.2013 г., согласно которым в течение ближайшего года на территории России могут произойти сильные землетрясения. По его словам, речь идет о Камчатке и Республике Дагестан. "По нашим понятиям сейчас очень уязвимая зона - Дагестан, в районе Махачкалы, южнее - до Дербента", - конкретизировал он.

На этой территории нами разбита сеть для регистрации микросейсмической эмиссии и прогнозирования места и силы ожидаемого землетрясения по разработанной и предложенной нами методике. Однако, ввиду отсутствия финансирования, в 2009 г. работы были приостановлены. В 2011 году работы были частично возобновлены по гранту Президента РД: разработаны, изготовлены и испытаны в полевых условиях 6 мобильных цифровых сейсмостанций для регистрации микросейсмической эмиссии [27].

С другой стороны, по территории Дагестана накоплены данные многолетних гидрогеодинамических и барометрических наблюдений на 3-х пьезометрических скважинах с 2000 г., а также сейсмических наблюдений на 16 станциях в течение нескольких десятков лет. В связи с отмеченной выше тревожной сейсмической обстановкой становится актуальной совместная обработка накопленных данных для возможного выявления признаков подготовки сильных землетрясений в регионе.

Разработка и апробация алгоритмов и компьютерных программ для такой обработки на основе предложенных и запатентованных автором новых методических подходов, адаптация их к существующим геоинформационным системам и анализ многолетних сейсмологических, гидрогеодинамических и метеорологических наблюдений для оценки текущей сейсмической ситуации на территории Дагестана является основной целью наших дальнейших исследований. Для этого могут быть использованы Геоинформационная система (ГИС) EEDB "Expert Earthquake DataBase", разработанная в Институте вычислительной математики и математической геофизики Сибирского отделения Российской академии наук и активно внедряемая в ГС РАН, и Региональная ГИС, созданная в Институте геологии ДНЦ РАН.

### **Описание алгоритмов**

1. Мы в ряде своих публикаций [1,6,15,32,35] обосновали целесообразность перехода от превалирующих в практике сейсмопрогноза статистических методов оценки сейсмической опасности к детерминистическим. Идеологической базой предлагаемого в них подхода являются общепринятые представления о сейсмическом процессе как о циклически чередующихся стадиях накопления и релаксации механических напряжений в горных породах, сопровождаемых сейсмическим излучением. Основным видом наблюдений, по которым решается обратная задача – задача прогноза землетрясений – являются деформационные наблюдения. Нами теоретически было показано, что по площадным наблюдениям скачков сдвиговых

деформаций, следующих за землетрясениями средней силы, можно осуществить долго- и среднесрочный прогноз координат очаговых зон (ОЗ) и магнитуд сильных землетрясений (п. № 2282220, 2006 г.). В другом изобретении (п. № 2325673, 2008 г.) предлагается заменить трудоемкие и дорогостоящие деформационные наблюдения регистрацией микросейсмической эмиссии, наиболее тесно связанной с деформационными процессами. Для прогнозирования места, силы и времени ожидаемого землетрясения по предложенному методу с использованием площадных наблюдений следует осуществлять следующую последовательность действий: 1) выявление областей накопления упругих тектонических деформаций в земной коре (внутренние участки взаимодействующих геоблоков или область сейсмического затишья, оконтуренная кольцевой сейсмичностью); 2) выделение с использованием геологических данных консолидированного слоя горных пород, перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения; 3) создание наблюдательной сети и режимные наблюдения микросейсмической эмиссии из выделенного слоя; 4) выявление в изолиниях наблюдательных данных математическими методами статистически значимых кольцевых составляющих, оконтуривающих эпицентры потенциальных землетрясений, определение эпицентра главного толчка и глубины залегания его ОЗ (прогноз места землетрясения); 5) определение радиуса зоны подготовки главного толчка как расстояния от эпицентра до самой удаленной от него изолинии уровня микросейсмической эмиссии и определение его магнитуды (прогноз силы землетрясения); 6) определение времени главного толчка по комплексным наблюдениям за ОЗ с использованием всех известных предвестников (прогноз времени землетрясения). Для практической реализации предлагаемого подхода к прогнозу землетрясений нами разработана компьютерная программа *OchagZeml.exe* по определению координат ОЗ и магнитуды прогнозируемого землетрясения по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии.

В основу программы заложен алгоритм локализации очага землетрясения по данным площадных наблюдений геофизических полей, амплитуды которых убывают с расстоянием от источника (потенциального очага) по закону обратных кубов, например касательных напряжений и микросейсмической эмиссии. Эти данные будут получены в результате измерений в фиксированных пунктах на территории, которая по независимым данным определена как зона накопления тектонических напряжений. На территории Дагестана наиболее вероятной зоной накопления тектонических напряжений является территория, ограниченная координатами  $42^{\circ}.00-42^{\circ}.70$  с.ш. и  $46^{\circ}.70-48^{\circ}.00$  в.д., на которой с 1991 года (около 20 лет) продолжалось полное сейсмическое затишье, которое прерывалось относительной активизацией во второй половине 2000 года (4 землетрясения средней силы с магнитудами 3.1, 4.6, 4.6, 4.7,) и одним событием в октябре 2007 г. ( $M=3,1$ ) в ее центральной области. Такая последовательность событий наиболее адекватно интерпретируется в рамках Консолидационной модели И.П. Добровольского как результат консолидации геоблоков, за которым следует формирование магистрального сейсмогенерирующего разрыва. В этой связи последнее слабое землетрясение в центральной части этой зоны может быть интерпретировано как завершающий этап консолидации. Напомним, что по палеосейсмическим данным в историческом прошлом на этой территории произошло ряд значимых сейсмических событий: Харбук-Уркарах-Кубачинское 1622 г. ( $M=5,1$ ), Читилинское 1652 г. ( $M=5,8$ ), Янгикентское 1906 г. ( $M=4,7$ ) и Кичигамринское 1988 г. ( $M=5,3$ ). Следует также отметить, что прослеживается тенденция к расширению со временем зоны затишья, что также находится в согласии с Консолидационной моделью подготовки землетрясений. На этой площади развернута сеть примерно из 40 пунктов для регистрации микросейсмической эмиссии и прогнозирования места и силы ожидаемого землетрясения по предлагаемой методике. На этих пунктах нами проведена рекогносцировка.

Поскольку локализация источников микросейсмической эмиссии с помощью имеющейся у нас аппаратуры затруднительно, мы в настоящее время разрабатываем алгоритм и компьютерную программу Нуросcenter для определения координат ОЗ и магнитуд прогнозируемых землетрясений по объемному распределению в земной коре параметров сейсмического поля. Программа будет апробирована на базе данных, включающих многолетние сейсмологические наблюдения на 16 станциях региональной сети Дагестанского филиала ГС РАН (более 15000 зарегистрированных событий выше 5 класса). В дальнейшем возможно использование для этих целей базы данных сейсмических наблюдений Камчатского филиала ГС РАН, где объем статистического материала во много раз больше, чем в ДФ ГС РАН.

Обработке будут подвергнуты следующие параметры среды, связанные с ее напряженно деформированным состоянием: 1) объемная плотность сейсмической энергии; 2) объемная концентрация числа землетрясений в заданных интервалах энергетических классов; 3) спектральная плотность энергии сейсмических волн; 4) скоростные характеристики среды; 5) наклон графика повторяемости землетрясений. Суть алгоритма обработки заключается в поиске статистически значимых сфероидальных радиально-градиентных структур в объемном распределении этих параметров, которые согласно нашим теоретическим исследованиям соответствуют потенциальным очагам землетрясений.

Как и в случае с деформационными наблюдениями, ключевым звеном в предложенном подходе является наблюдение предвестников не вблизи разломных зон (как это обычно принято), где амплитуды их велики, но трудно интерпретируемы, а во внутренних участках геоблоков, где амплитуды аномалий существенно меньше, но их пространственное распределение носит более регулярный, детерминированный характер, облегчающий решение обратной задачи.

После апробации программа Нуросcenter будет адаптирована к вышеупомянутым Геоинформационной системе (ГИС) EEDB "Expert Earthquake DataBase" (Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН) и региональной ГИС (Институт геологии ДНЦ РАН).

2. Гидрогеодинамические наблюдения, включающие измерение дебита самоизливающихся скважин и регистрацию уровня воды в скважинах с отрицательным уровнем, как известно, относятся к наиболее доступным средствам деформационного мониторинга земной коры, направленного, как правило, на сейсмопрогноз. Наиболее информативным и чувствительным из них, как показывает практика, является наблюдение дебита самоизливающихся скважин. Это объясняется тем, что при деформациях трещиноватых пород относительные изменения их проницаемости, определяемой степенью раскрытия путей миграции флюидов – трещин, существенно больше, чем изменения порового объема за счет деформации матрицы. Вследствие этого эффект от изменения гидродинамического сопротивления в системе коллектор-скважина оказывается намного сильнее, чем от объемных деформаций самого коллектора.

Однако аппаратно-методическое обеспечение работ по измерению дебита существенно отстает от такового в области наблюдений уровней в скважинах. В связи с этим представляет интерес возможность оценки изменений проницаемости пород с использованием данных наблюдений отклика уровней воды в скважинах на изменения атмосферного давления.

Развивая этот подход, мы предложили для этих целей, во-первых, выделить гармоническим анализом во временных рядах атмосферного давления и уровней воды в скважинах устойчивые когерентные гармоники, например полусуточные, во-вторых, выбрать для сравнительного анализа этих гармоник относительную амплитуду отклика (ОАО) и время запаздывания отклика (ВЗО) от самих баровоздействий, которые, по нашим теоретическим оценкам, являются наиболее чувствительными к изменениям

напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры параметрами системы коллектор-скважина.

Описанный метод определения изменений НДС земной коры, защищенный патентом РФ № 2316027, реализуется на сейсмоактивной территории Дагестана с использованием 10-ти летних синхронных наблюдений атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах, заложенных в пунктах с различными структурно-геологическими особенностями: "Каспийск-115" (глубина 170 м), "Айды" (глубина 250 м) и "Серебряковка" (глубина 140 м). Для этого предпринимаются следующие конкретные шаги: 1) гармонический анализ в скользящем временном окне длиной в 1 месяц и шагом в 1 сутки временных рядов почасовых синхронных наблюдений атмосферного давления и уровня воды в каждой скважине; 2) выделение устойчивых гармоник в наблюдениях атмосферного давления; 3) выделение когерентных им гармоник в наблюдениях уровней воды в каждой скважине; 4) определение ОАО и ВЗО из сопоставления амплитуд и фаз найденных когерентных гармоник и составление их временных рядов с суточной дискретизацией для каждой скважины; 5) выделение в полученных временных рядах полумесячных и месячных приливных гармоник; 6) сопоставление их с теоретическими полумесячными и месячными приливными волнами в деформациях для определения тензочувствительности ОАО и ВЗО; 7) определение по текущим значениям ОАО и ВЗО долговременных изменений НДС земной коры, связанных с процессами подготовки землетрясений. Для этого разработана и апробирована компьютерная программа «Period Searcher».

В настоящее время разрабатывается существенно модернизированная программа DSP Lab для сводной обработки временных рядов гидрогеодинамических, метеорологических и сейсмических наблюдений для определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по гидрогеодинамическим наблюдениям и поиска возможных средне- и краткосрочных предвестников землетрясений. Апробирование программы DSP Lab будет осуществляться с использованием упомянутых выше многолетних гидрогеодинамических и барометрических наблюдений на скважинах "Каспийск-115", "Айды" и "Серебряковка" в Дагестане. Возможно также использование базы данных ГГД наблюдений Камчатского филиала ГС РАН.

Ожидаемые результаты:

1) Повышение эффективности и оперативности сводной обработки площадных геофизических и сейсмологических наблюдений для выявления пространственных закономерностей их распределения, повышение информативности этих наблюдений для оценки текущей сейсмической ситуации и возможного прогноза ее развития;

2) Повышение эффективности и оперативности сводной обработки режимных геофизических и сейсмологических наблюдений для выявления закономерностей их изменений во времени, связанных с процессами подготовки землетрясений;

3) Выработка рекомендаций для дальнейшего повышения эффективности сеймопрогностических наблюдений на территории Дагестана, подготовка проекта долгосрочной программы повышения сейсмической безопасности региона.

### Литература

1. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестник ДНЦ РАН. 2000. №6. С. 38-44.
2. Таймазов Д.Г. Всекомпонентный безмаятниковый гравитационный вариометр // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 182-184.
3. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный скважинный деформограф и перспективы его применения для сеймопрогностических наблюдений // Вестник ДНЦ РАН. 2002, №12. С. 34-41.
4. Таймазов Д.Г. Метрологические и эксплуатационные характеристики струнного вертикального гравитационного градиентометра и возможности его практического применения // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 175-179

5. Таймазов Д.Г. Механика подготовки очага и детерминистический подход к прогнозу землетрясений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 162-165.
6. Таймазов Д.Г. Некоторые тектонофизические и аппаратурно-методические проблемы прогноза землетрясений. Махачкала: ИГ ДНЦ РАН, 2005. 175 с.
7. Таймазов Д.Г. Перспективы использования стационарных гравиметров для регистрации вертикальных движений земной коры // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 166-172.
8. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 185-190.
9. Таймазов Д.Г. Прецизионный широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для геофизических приборов // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 172-174.
10. Таймазов Д.Г. Универсальный глубинный геодезический репер для разномасштабных систем позиционирования // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 194-196.
11. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 191-193.
12. Таймазов Д.Г. Пути расширения функциональных возможностей двухкоординатного струнного наклономера // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 179-182.
13. Таймазов Д.Г. О возможности повышения информативности гидрогеодинамических наблюдений на скважинах с отрицательными уровнями // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 222-230.
14. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф: Патент РФ, №2282143. БИ. № 23. 2006.
15. Таймазов Д.Г. О возможности прогнозирования землетрясений по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 214-218.
16. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф // Вестник ДНЦ РАН, 2006. № 26, с.9-16.
17. Таймазов Д.Г. О путях улучшения метрологических и эксплуатационных характеристик газо-жидкостных гравиметров. // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 4, с.27-35.
18. Таймазов Д.Г. Струнный вертикальный гравитационный градиентометр // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 4, с.36-42.
19. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3, с.55-58.
20. Таймазов Д.Г. Широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для прецизионных приборов и систем позиционирования // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3, с.48-54.
21. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 2, с.42-45.
22. Taimazov D.G. Wide\_Range Displacement Capacitance Transducer for Precision Instruments and Positioning Systems // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 3, pp. 48-54.
23. Taimazov D.G. Precision Wire Extensometer for Seismoprogностic Observations // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 3, pp. 55-58.
24. Taimazov D.G. Ways to Improve Metrological and Operational Characteristics of Liquid Gravimeters // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 4, pp. 27-35.
25. Taimazov D.G. Stringed Vertical Gravimetric Gradient Meter // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 4, pp. 36-42.
26. Таймазов Д.Г., Лугуев Т.С., Шарапудинов Т.И. Об изменчивости функций связи между когерентными гармониками во временных рядах атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах. // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 55. Махачкала, 2009. С.272-278.
27. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана. // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 55. Махачкала, 2009. С. 279-281
28. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный струнный наклономер // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 4, с.52-56.
29. Taimazov D.G. Three\_Fluid Hydrostatic Level // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, No. 2, pp. 42-45.
30. Таймазов Д.Г. Безмятниковый гравитационный вариометр // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 3, с. 56-59.

31. Taimazov D.G. A Nonpendular Gravitational Variometer. *Seismic Instruments*, 2009, Vol. 45, No. 3, pp. 56–59.
32. Таймазов Д.Г. О возможности создания многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сейсмопрогностических наблюдений // *Сейсмические приборы*. 2010. Т. 46, № 1, с.42-49.
33. Taimazov D. G. About an opportunity of creation multicomponent deformometric station of trench-type for seismoprostic observations // *Seismic Instruments*, 2010, Vol. 46, No. 1, pp. 42-49.
34. Taimazov D.G. Two-coordinate string tiltmeter // *Seismic Instruments*, 2010, Vol. 46, pp. 52–56.
35. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О перспективах развития системы сейсмической безопасности территории Дагестана. – В кн. «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе» – с. 224-235, Владикавказ, ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2011.

## АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ И КООРДИНАТ ДЕФОРМАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПО ПЛОЩАДНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ ГЕОПОЛЕЙ

*Таймазов Д.Г.<sup>1,2</sup>, Сиражудинов М.М.<sup>3,4</sup>, Кадиев Р.И.<sup>3,4</sup>*

<sup>1</sup>Дагестанский филиал ГС РАН, <sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН,

<sup>3</sup>Отдел математики и информатики ДНЦ РАН, <sup>4</sup>Дагестанский государственный университет

В ряде своих работ [1-6] мы обосновали целесообразность перехода от статистических методов оценки сейсмической опасности к детерминистическим. Идеологической базой предлагаемого в них подхода являются общепринятые представления о сейсмическом процессе как о циклически чередующихся стадиях накопления и релаксации механических напряжений в горных породах, сопровождаемых сейсмическим излучением. Основным видом наблюдений, по которым решается обратная задача – задача прогноза землетрясений – является деформационные наблюдения и, в первую очередь, тех компонентов деформационного поля, которым свойственно изометричное (в идеале – сферически симметричное) распределение вокруг очаговой зоны (ОЗ). К таковым относятся объемные деформации, модули максимальных линейных деформаций и сдвиговые деформации. В работах [1-3,5] мы сосредоточились в основном на сдвиговых деформациях, которые в подавляющем большинстве случаев ответственны за разрушения горных пород, сопровождаемые сейсмическим излучением. В частности, теоретически было показано, что по площадным наблюдениям скачков сдвиговых деформаций  $\Delta \varepsilon_\tau$  (или касательных напряжений  $\Delta \tau$ ), следующих за землетрясениями средней силы, можно осуществить долго- и среднесрочный прогноз координат ОЗ и магнитуд сильных землетрясений.

Работы [4,6] ориентированы на исследование возможности замены трудоемких и дорогостоящих деформационных наблюдений в предложенном подходе к сейсмопрогнозу регистрацией микросейсмической эмиссии, наиболее тесно связанной с деформационными процессами.

Приведем теоретическое обоснование предлагаемого подхода.

1. Распределение упругой составляющей сдвиговой деформации  $\varepsilon_\tau(r)$  в окрестности тангенциально нагруженной шарообразной ОЗ в первом приближении может быть задано выражением [7,8]

$$\varepsilon_\tau(r) \approx \varepsilon_\tau(0) \cdot V / r^3, \quad (1)$$

где  $\varepsilon_\tau(0)$  – упругая составляющая сдвиговых деформаций в центре ОЗ,  $\varepsilon_\tau(r)$  – то же на расстоянии  $r$  от центра ОЗ,  $V = (4/3) \cdot \pi \cdot r_0^3$  – объем ОЗ,  $r_0$  – ее радиус. Учитывая приближенный характер проводимых оценок, можно принять для всего объема ОЗ  $\bar{\varepsilon}_\tau \approx \varepsilon_\tau(0) \approx \varepsilon_{cr}$ , а в области  $r > r_0$  использовать формулу (1).



Для точек, лежащих на поверхности Земли,  $r = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$ , где  $\Delta$  – эпицентральное расстояние,  $h$  – глубина очага, и формула (1) принимает вид

$$\varepsilon_\tau(\Delta, h) \approx \frac{\varepsilon_\tau(0) \cdot V}{(\Delta^2 + h^2)^{3/2}}. \quad (2)$$

Для эпицентра имеем

$$\varepsilon_\tau(0, h) \approx \frac{\varepsilon_\tau(0) \cdot V}{h^3},$$

откуда

$$\varepsilon_\tau(0) \approx \frac{\varepsilon_\tau(0, h) \cdot h^3}{V}. \quad (3)$$

Подставляя это выражение в (2), получим

$$\varepsilon_\tau(\Delta, h) \approx \varepsilon_\tau(0, h) \cdot \left( \frac{h}{\sqrt{\Delta^2 + h^2}} \right)^3, \quad (4)$$

а для скачков деформаций –

$$\Delta\varepsilon_\tau(\Delta, h) \approx \Delta\varepsilon_\tau(0, h) \cdot \left( \frac{h}{\sqrt{\Delta^2 + h^2}} \right)^3.$$

Из этой формулы, для однородной изотропной среды, по измеренным значениям  $\Delta\varepsilon_\tau(0, h)$  и известному  $\Delta$  можно было бы в принципе определить глубину очага  $h$ . Но в общем случае координаты эпицентра неизвестны, а реальная геофизическая среда далека от однородности. Поэтому, для надежного определения  $h$  потребуются площадные наблюдения и последующая их математическая обработка по соответствующему алгоритму.

Для других предвестников, пропорциональных  $\varepsilon_\tau$  (например, уровня микросейсмической эмиссии), очевидно, имеет место аналогичная формула

$$A(\Delta, h) \approx A(0, h) \cdot \left( \frac{h}{\sqrt{\Delta^2 + h^2}} \right)^3, \quad (5)$$

где  $A(0, h)$  и  $A(\Delta, h)$  – амплитуды аномалий предвестника соответственно в эпицентре и на расстоянии  $\Delta$  от эпицентра. В случае микросейсмической эмиссии в роли  $A(0, h)$  и  $A(\Delta, h)$  формуле (5) могут быть использованы число микроземлетрясений в фиксированном энергетическом диапазоне или их суммарные энергетические классы за заданный промежуток времени в единице объема горной породы, а также значение доминирующей в микросейсмической эмиссии частоты, которое также растет с ростом напряжений. Как и в предыдущем случае, этих данных достаточно для определения по формуле (5) координат ОЗ готовящегося землетрясения.

Чтобы уменьшить помехи, обусловленные процессами, не связанными с подготовкой землетрясения, для наблюдений микросейсмической эмиссии предполагается выбрать горизонтальный консолидированный слой прочных и жестких (компетентных) горных пород мощностью в несколько километров, расположенный ниже приповерхностного рыхлого и неоднородного слоя, но заведомо выше ОЗ (на глубине 3-10 км, в зависимости от геологических условий). В плане он должен охватывать зону подготовки землетрясения, представляющую собой круг с радиусом  $\Delta_{\max}$ , равным расстоянию от эпицентра, на котором обнаруженный уровень деформаций составляет  $10^{-8}$ , т.е. соизмерим с уровнем земноприливных деформаций (радиус зоны подготовки землетрясения). Еще одним условием, предъявляемым к этому слою, которого можно назвать компетентным слоем, является существенное превышение скорости накопления напряжений в нем за счет процессов в ОЗ над

скоростью их релаксации за счет микросейсмической эмиссии. В противном случае регистрируемые параметры не будут адекватно отражать процесс накопления напряжений в ОЗ.

Для оценки энергетических характеристик потенциальной ОЗ используем соотношение (3), переписав его в виде

$$\varepsilon_{\tau}(0) \cdot V \approx \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3.$$

Умножив обе его части на  $\tau_{cr}/2$ , где  $\tau_{cr}$  – критические касательные напряжения для пород в ОЗ, получим

$$\frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0) \cdot V \approx \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (6)$$

С учетом  $\varepsilon_{\tau}(0) \approx \varepsilon_{cr}$  и  $(1/2) \cdot \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{cr} = w_{cr}$ , где  $w_{cr}$  – плотность упругой энергии в ОЗ, находим, что в левой части равенства (6) мы имеем полную упругую энергию  $E_{cr}$ , заключенную в ОЗ, так что

$$E_{cr} \approx \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (7)$$

Излучаемая в виде сейсмических колебаний доля этой энергии  $E_s = \eta \cdot E_{cr}$ , где  $\eta$  – сейсмический КПД очага. Отсюда

$$E_s \approx \eta \cdot \frac{1}{2} \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3. \quad (8)$$

Прологарифмируя это выражение, получаем оценку энергетического класса ожидаемого землетрясения

$$K = \lg E_s \approx \lg [\eta \cdot 0,5 \cdot \tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3], \quad (9)$$

с помощью которой, используя также известную формулу Гуттенберга-Рихтера

$$\lg E_s \text{ (дж)} \approx 1,5M + 4,8, \quad (10)$$

можно оценить его магнитуду

$$M \approx \left(\frac{2}{3}\right) \cdot \lg [\tau_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(0, h) \cdot h^3] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4. \quad (11)$$

Учитывая формулу (4), и используя соотношение  $\tau_{cr} = G \cdot \varepsilon_{cr}$ , где  $G$  и  $\varepsilon_{cr}$  – соответственно модуль сдвига и критические значения относительной деформации для горных пород, получим

$$M \approx \left(\frac{2}{3}\right) \cdot \lg \left[ G \cdot \varepsilon_{cr} \cdot \varepsilon_{\tau}(\Delta, h) \cdot \left(\sqrt{\Delta^2 + h^2}\right)^3 \right] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4.$$

Далее, после подстановки вместо  $\Delta$  радиуса зоны подготовки землетрясения  $\Delta_{\max}$  и характерных для горных пород значений  $G \approx 30 \text{ ГПа} = 3 \cdot 10^{10} \text{ дж/м}^3$  и  $\varepsilon_{cr} \approx 10^{-4}$ , имеем

$$M \approx \left(\frac{2}{3}\right) \cdot \lg \left[ 3 \cdot 10^{10} \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-8} \left(\sqrt{\Delta_{\max}^2 + h^2}\right)^3 \right] + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta - 3,4.$$

(В системе СИ). Переходя на более привычные единицы измерения эпицентральных расстояний  $\Delta$  и глубин очагов  $h$  – километры, получим после соответствующих преобразований формулу

$$M \approx \lg(\Delta_{\max}^2 + h^2) + \frac{2}{3} \cdot \lg \eta + 1,6, \quad (12)$$

которая в области  $\Delta_{\max} \gg h$  (т.е. для сильных землетрясений) удовлетворительно согласуется с известной эмпирической формулой

$$\Delta_{\max} \approx 10^{0,43 \cdot M} \quad (\text{или } M \approx 2,33 \cdot \lg \Delta_{\max}) \quad (13)$$

при  $\eta \approx 0.03$ . Таким образом, сопоставление теоретической и эмпирической формул (12) и (13) позволило нам оценить наиболее вероятное значение сейсмического КПД для сильных землетрясений. Подставляя это значение  $\eta$  в (12) получим окончательную оценку

$$M \approx \lg(\Delta_{\max}^2 + h^2) + 0,6. \quad (14)$$

Преимущество формулы (14) перед (13) заключается в том, что она учитывает глубину ОЗ, что важно при отработке предлагаемой методики на более частых землетрясениях средней силы, для которых  $\Delta_{\max}$  и  $h$  сравнимы между собой.

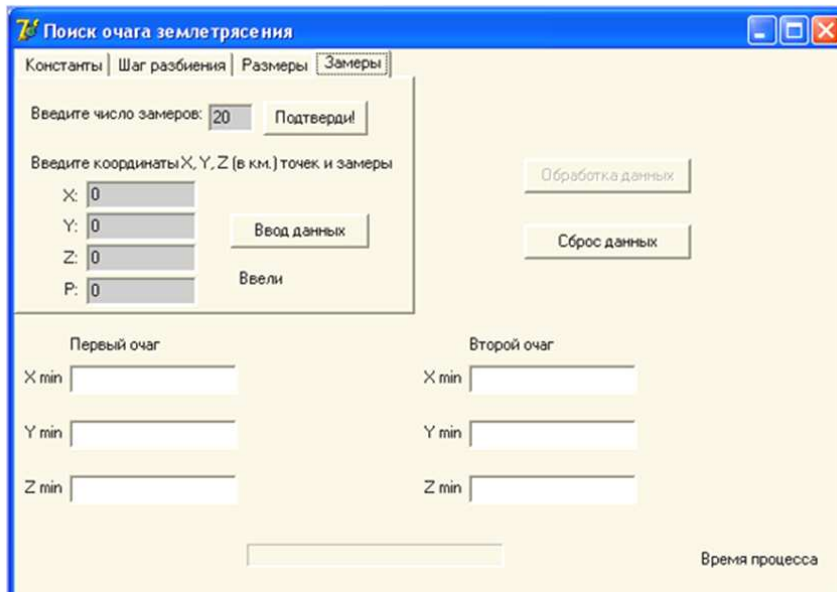
Очевидно, в пределах достижимой точности оценки магнитуды готовящегося землетрясения можно предположить, что радиус зоны подготовки землетрясения  $\Delta_{\max}$ , определяемый по деформационным наблюдениям, совпадет с таковым, определенным по наблюдениям микросейсмической эмиссии. Другими словами, в формулу (14) вместо  $\Delta_{\max}$  можно подставить расстояние, на котором обнаруженная аномалия в микросейсмической эмиссии сравнима с ее фоновым уровнем.

Таким образом, для прогнозирования места, силы и времени ожидаемого землетрясения по предлагаемому методу следует осуществлять следующую последовательность действий: 1) выявление областей накопления упругих тектонических деформаций в земной коре (внутренние участки взаимодействующих геоблоков или область сейсмического затишья, оконтуренная кольцевой сейсмичностью); 2) выделение с использованием геологических данных компетентного слоя, перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения; 3) создание наблюдательной сети и режимные наблюдения микросейсмической эмиссии из выделенного слоя; 4) выявление в изолиниях наблюдательных данных математическими методами статистически значимых кольцевых составляющих, оконтуривающих эпицентры потенциальных землетрясений, определение эпицентра главного толчка и глубины залегания его ОЗ по формуле (5) (прогноз места землетрясения); 5) определение радиуса зоны подготовки главного толчка как расстояния от эпицентра до самой удаленной от него изолинии уровня микросейсмической эмиссии и определение по формуле (14) его магнитуды (прогноз силы землетрясения); 6) определение времени главного толчка по комплексным наблюдениям за ОЗ с использованием всех известных предвестников (прогноз времени землетрясения).

Эта последовательность действий составляет предмет изобретения, по которому получен патент РФ № № 2325673 (2008 г.). Как и в случае с использованием деформационных наблюдений (патент РФ № 2282220, 2006 г.), ключевым звеном в предложенном подходе является наблюдение предвестников не вблизи разломных зон (как это обычно принято), где амплитуды их велики, но трудно интерпретируемы, а во внутренних участках геоблоков, где амплитуды аномалий существенно меньше, но их пространственное распределение носит более регулярный, детерминированный характер, облегчающий решение обратной задачи.

2. В рамках предложенного подхода разработана программа OchagZeml.exe (в DELPHI) по определению координат ОЗ прогнозируемого землетрясения (Рис.1). В основу программы заложен алгоритм локализации очага землетрясения по данным площадных наблюдений геофизических полей, амплитуды которых убывают с расстоянием от источника (потенциального очага) по закону обратных кубов (формула (5)), например касательных напряжений и/или микросейсмической эмиссии. Эти данные будут получены в результате измерений в фиксированных пунктах на территории, которая по независимым данным определена как зона накопления тектонических напряжений. На территории Дагестана размеры такой зоны составляют в длину ~150 км и в ширину ~100 км.

Суть алгоритма заключается в следующем. Мы разбиваем параллелепипед длины ~150 км, ширины ~100 км и толщины ~50 км на кубики одинаковых размеров с ребром 2-3 км (предусмотрена возможность выбора шага). В результате мы получим определенное число точек – вершин этих кубиков (назовем эти точки узлами). Мысленно располагая центр предполагаемой ОЗ заданной магнитуды в каждый из этих узлов мы вычисляем значения наблюдаемого параметра в каждом наблюдательном пункте на поверхности Земли и вычитываем полученный результат от измеренных величин этого параметра. Минимизируя сумму квадратов этих разностей по всем пунктам находим координаты точки, которую мы интерпретируем как центр ОЗ ожидаемого землетрясения. Предусмотрена возможность уточнения магнитуд путем варьирования их значений.



**Рис.1. Общий вид программы OchagZeml.exe**

В последующем эта программа была усовершенствована. Основным недостатком первого варианта программы заключался в том, что в случае двух очагов землетрясения время нахождения координат очагов резко возрастает. Поэтому нам пришлось отказаться от алгоритма последовательного перебора. В новой версии реализован алгоритм, известный в литературе как «Метод прямого поиска минимума функции многих переменных»

Алгоритм реализован в виде программы в DELPHI для одного и двух ОЗ. Следует отметить, что в случае одного очага программа находит его координаты за считанные минуты. Например, когда число измерений равно 20, то время обработки практически равно нулю. В случае двух очагов время обработки резко возрастает – до 10-15 часов. Программа апробирована на тестовых данных. Результаты обработки тестовых данных можно считать вполне удовлетворительными с точки зрения достигаемой точности локализации ОЗ.

Приведем базовые соотношения, на которых основан алгоритм.

Обозначим сумму квадратов отклонений через  $S^2$  – это функция от координат очагов землетрясения (в случае одного очага – это функция трех переменных, двух очагов – шести переменных и т. д.  $n$  очагов –  $3n$  переменных). Пусть

$$S^2 = S^2(\alpha), \quad \text{где } \alpha = (\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_{3n}).$$

Согласно алгоритму и формуле (5)  $S^2$  вычисляется по формуле:

$$S^2 = \sum_{i=1}^{3n} \sum_{j=1}^k \left( P_j - \frac{V_i \varepsilon_i^0}{\left( \sqrt{(x_j - \alpha_i)^2 + (y_j - \alpha_{i+1})^2 + (z_j - \alpha_{i+2})^2} \right)^3} \right)^2, \quad (15)$$

где  $k$  – число произведенных замеров;  $(\alpha_i, \alpha_{i+1}, \alpha_{i+2})$  – подлежащие определению координаты  $l$ -го,  $l = \overline{1, n}$ , очага землетрясения;  $(x_j, y_j, z_j)$ ,  $j = \overline{1, k}$ , – координаты точки замера;  $P_j$ ,  $j = \overline{1, k}$  – физическая величина, измеренная в точке замера;  $V_i$  и  $\varepsilon_i^0$  – экспериментально определенные физические характеристики.

Перейдем к описанию метода прямого поиска  $\min$  функции  $S^2$ .

**I шаг.** Выбираются начальные оценки параметров  $\alpha_i^0$ ,  $i = \overline{1, 3n}$  и приращения  $\Delta\alpha_i > 0$  ( $\Delta\alpha_i$  – могут быть равными  $h$  при  $i = \overline{1, 3n}$ ). Для заданных значений параметров рассматриваются значения суммы  $S_0^2 = S^2(\alpha^0)$ , где  $\alpha^0 = (\alpha_1^0, \dots, \alpha_{3n}^0)$ . Затем каждое исходное значение  $\alpha_i^0$  заменяют на следующий  $\alpha_i^1 = \alpha_i^0 + \Delta\alpha_i$  (Работаем с одним индексом).

Для  $i = \overline{1, 3n}$  последовательно рассчитывается значения  $S_{i1}^2 = S_0^2(\alpha_1^0, \dots, \alpha_i^1, \dots, \alpha_{3n}^0)$ .

Если  $S_{i1}^2 < S_0^2$ , то значение  $\alpha_i^1$  принимается в качестве нового значения приближения к исходной оценке  $i$ -го параметра. В противном случае ( $S_{i1}^2 \geq S_0^2$ ), то исходное значение  $\alpha_i^0$  заменяют на  $\alpha_i^1 = \alpha_i^0 - \Delta\alpha_i$ . Рассчитываем значение  $S_{i1}^2 = S_0^2(\alpha_1^0, \dots, \alpha_i^1, \dots, \alpha_{3n}^0)$ . При условии, что  $S_{i1}^2 < S_0^2$  значение  $\alpha_i^1$  принимается в качестве нового значения приближения для исходной оценки  $i$ -го параметра.

Если оказывается, что в том и в другом случае  $S_{i1}^2$  увеличивается, то в качестве оценки параметра  $\alpha_i$  используется исходное значение  $\alpha_i^0$ .

**II шаг.** На первом шаге мы определили  $\alpha^1 = (\alpha_1^1, \dots, \alpha_{3n}^1)$ , где  $\alpha_i^1$  определяется одной из формул  $\alpha_i^1 = \alpha_i^0 \pm \Delta\alpha_i$  или совпадает с  $\alpha_i^0$ . Далее процедура продолжится как в первом шаге, рассматривая  $\alpha^0 = \alpha^1$  и т. д.

Процесс определения оптимальных оценок параметров составляет определенное количество шагов до тех пор, пока изменение значения отдельных параметров в любом направлении не будет приводить к росту полученного на предыдущем этапе значения  $S_i^2$ . Для уточнения ОЗ можно измельчить приращения  $\Delta\alpha_i$ ,  $i = \overline{1, 3n}$ .

Принимая в качестве начальных оценок  $\alpha_i^0$ ,  $i = \overline{1, 3n}$ , а последние значения параметром, процесс повторяем.

Был проведен следующий компьютерный эксперимент. По известным данным замеров и координат (одного) очага землетрясения были подсчитаны величины

$$\bar{P}_j = \frac{V\varepsilon^0}{\left(\sqrt{(x_j - \alpha_1)^2 + (y_j - \alpha_2)^2 + (z_j - \alpha_3)^2}\right)^3}, \quad j = \overline{1, k}. \quad (16)$$

Затем в формулу (15), где  $k=1$ , были внесены значения  $P_j = \bar{P}_j$  после обработки нашей программой. Как и следовало ожидать, мы получили почти те же координаты очага землетрясения. Это означает, что если исходная формула (1) в достаточной мере точна, то с большой долей уверенности можно предугадать координаты очага землетрясения. В этой связи возникает необходимость увеличения числа и представительности площадных наблюдений для статистической обработки результатов, на что и будут направлены наши дальнейшие действия.

Поскольку данных детальных площадных наблюдений геофизических полей накоплено пока недостаточно для обработки по программе OchagZeml, мы в настоящее

время разрабатываем его 3D-версию – компьютерную программу Нуросcenter – для определения координат ОЗ и магнитуд прогнозируемых землетрясений по объемному распределению в земной коре параметров сейсмического поля. Программа будет апробирована на базе данных, включающих многолетние сейсмологические наблюдения на 16 станциях региональной сети Дагестанского филиала ГС РАН (более 15000 зарегистрированных событий выше 5 класса). В дальнейшем возможно использование для этих целей базы данных сейсмических наблюдений Камчатского филиала ГС РАН, где объем статистического материала во много раз больше, чем в ДФ ГС РАН.

Алгоритм базируется на законе объемного распределения измеряемого параметра, аналогичному формулы (1),

$$A(r) \approx A(0) \cdot V / r^3, \quad (17)$$

где  $A(0)$  – значение параметра в центре ОЗ,  $A(r)$  – то же на расстоянии  $r$  от центра ОЗ,  $V$  – объем ОЗ (определяется по эмпирической формуле). Учитывая приближенный характер проводимых оценок, можно принять для всего объема ОЗ  $\bar{A} \approx A(0) \approx A_{cr}$ , а в области вне объема ОЗ использовать формулу (17). Здесь  $A_{cr}$  – значение измеряемого параметра, соответствующее пределу разрушения пород.

Обработке могут быть подвергнуты следующие параметры среды, связанные с ее напряженно деформированным состоянием: 1) объемная плотность сейсмической энергии; 2) объемная концентрация числа землетрясений в заданных интервалах энергетических классов; 3) спектральная плотность энергии сейсмических волн; 4) скоростные характеристики среды; 5) наклон графика повторяемости землетрясений. Суть алгоритма обработки заключается в поиске статистически значимых сфероидальных радиально-градиентных структур в объемном распределении измеряемых параметров, которые согласно вышеизложенным теоретическим выкладкам соответствуют потенциальным очагам землетрясений.

#### Литература

1. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестник ДНЦ РАН. 2000. №6. С. 38-44.
2. Таймазов Д.Г. Некоторые тектонофизические и аппаратурно-методические проблемы прогноза землетрясений. Махачкала: ИГ ДНЦ РАН, 2005. 175 с.
3. Таймазов Д.Г. Механика подготовки очага и детерминистический подход к прогнозу землетрясений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 162-165.
4. Таймазов Д.Г. О возможности прогнозирования землетрясений по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 214-218.
5. Таймазов Д.Г. О возможности создания многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сеймопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 1, с.42-49.
6. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О перспективах развития системы сейсмической безопасности территории Дагестана. – В кн. «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе» – с. 224-235, Владикавказ, ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2011.
7. Прогноз землетрясений. Изд-ство «Дониш», Москва-Душамбе, 1983-1984. Отв. ред. М.А. Садовский. ИФЗ РАН. №3, 1983.216 с.
8. Добровольский И.П. Механика подготовки тектонического землетрясения / М.: Наука, 1984. 188 с.

**ПРОЕКТ ПРОГРАММЫ СОВМЕСТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ДАГЕСТАНСКОГО ФИЛИАЛА ГС РАН И ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ ДНЦ РАН  
ПО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ СРЕДСТВ И МЕТОДОВ  
СЕЙСМОДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМНОЙ КОРЫ  
И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ**

*Таймазов Д.Г.*

*Институт геологии ДНЦ РАН*

По современным представлениям причинами землетрясений являются деформационные процессы в земной коре и верхней мантии. Внешние проявления этих процессов многообразны – число известных предвестников землетрясений перевалило уже несколько сотен. Несмотря на это прогноз землетрясений находится на сегодняшний день еще в поисковой, научно-исследовательской стадии, т. е. простое увеличение числа контролируемых предвестников не приводит к адекватному повышению надежности прогноза. Обусловлено это тем, что большинство предвестниковых аномалий (геофизических, геохимических и др.) являются результатом трансформации геологической средой деформаций, детерминированных подготовкой землетрясений, т.е. являются вторичными предвестниками, причем коэффициент трансформации (тензочувствительность среды) для каждого вторичного предвестника свой и весьма изменчив как в пространстве, так и во времени. В результате этого сигналы-предвестники, как по величине, так и по знаку не адекватны энергетическим и пространственно-временным характеристикам готовящегося землетрясения, что затрудняет их однозначную интерпретацию, и прогноз сводится к вероятностной оценке возможности сейсмического события. Отсюда вытекает целесообразность перехода на прямые площадные деформационные наблюдения, однако их реализации препятствуют несовершенство существующей аппаратной базы и методов площадных деформационных наблюдений, обработки и интерпретации результатов. Исходя из этого, в ходе сейсмологических исследований, начатых после Дагестанского землетрясения 1970 года, нами был выполнен ряд аппаратурно-методических разработок, защищенных 27 авторскими свидетельствами и патентами РФ и на базе которых предложены новые подходы к прогнозу землетрясений и исследованию напряженно-деформированного состояния земной коры и инженерных сооружений. Они заключаются в следующем.

**1. Совершенствование средств и методов площадных деформационных наблюдений**

**1.1.** Предложена обобщенная модель подготовки очага тектонического землетрясения, содержащая основные признаки трех известных моделей сейсмогенеза – Stick-slip, ЛНТ и Консолидационной модели. На ее основе разработана стратегия прогнозирования сильных землетрясений по распределению амплитуд скачков сдвиговых деформаций на дневной поверхности, обусловленных сейсмическими событиями средней силы [Патент РФ № 2282220]. Показано, что по ним, а также по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии, можно оценить магнитуды будущих толчков и определить координаты их очагов уже на докритической стадии подготовки, соответствующей этапу долго- и среднесрочного прогноза, что существенно упрощает также задачу прогноза времени землетрясения. Согласно предложенному нами менее трудоемкому способу прогнозирования землетрясений [Патент РФ № 2325673] предполагается регистрировать микросейсмическую эмиссию из выделенного на глубине 3-10 км (в зависимости от геологических условий) слоя компетентных пород (компетентного слоя), перекрывающего в плане зону подготовки землетрясения. При этом мы исходим из экспериментально установленного факта пропорциональности уровня микросейсмической эмиссии из объема компетентных горных пород от величины касательных напряжений в нем.

1.2. Для реализации этих способов разработан и реализован в компьютерной программе OchagZeml (Рис.1) алгоритм, определяющий магнитуды и координаты очаговых зон ожидаемых землетрясений по распределению в плане наблюдаемых амплитуд аномалий геофизических полей, убывающих с расстоянием от источника (потенциального очага) по закону обратных кубов, например, касательных напряжений или обусловленной ими микросейсмической эмиссии.

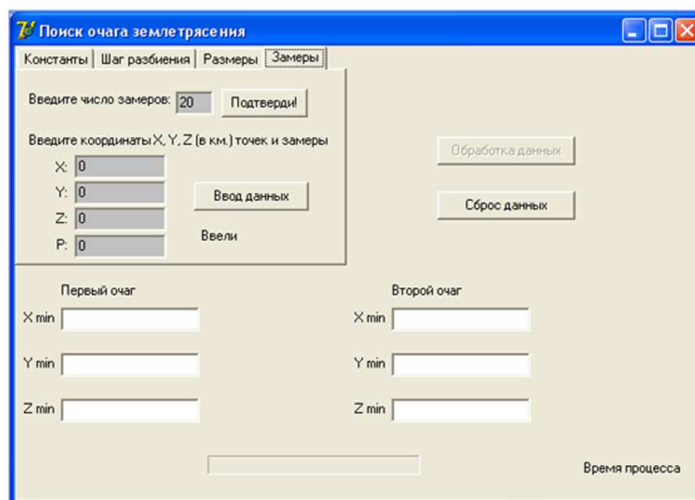
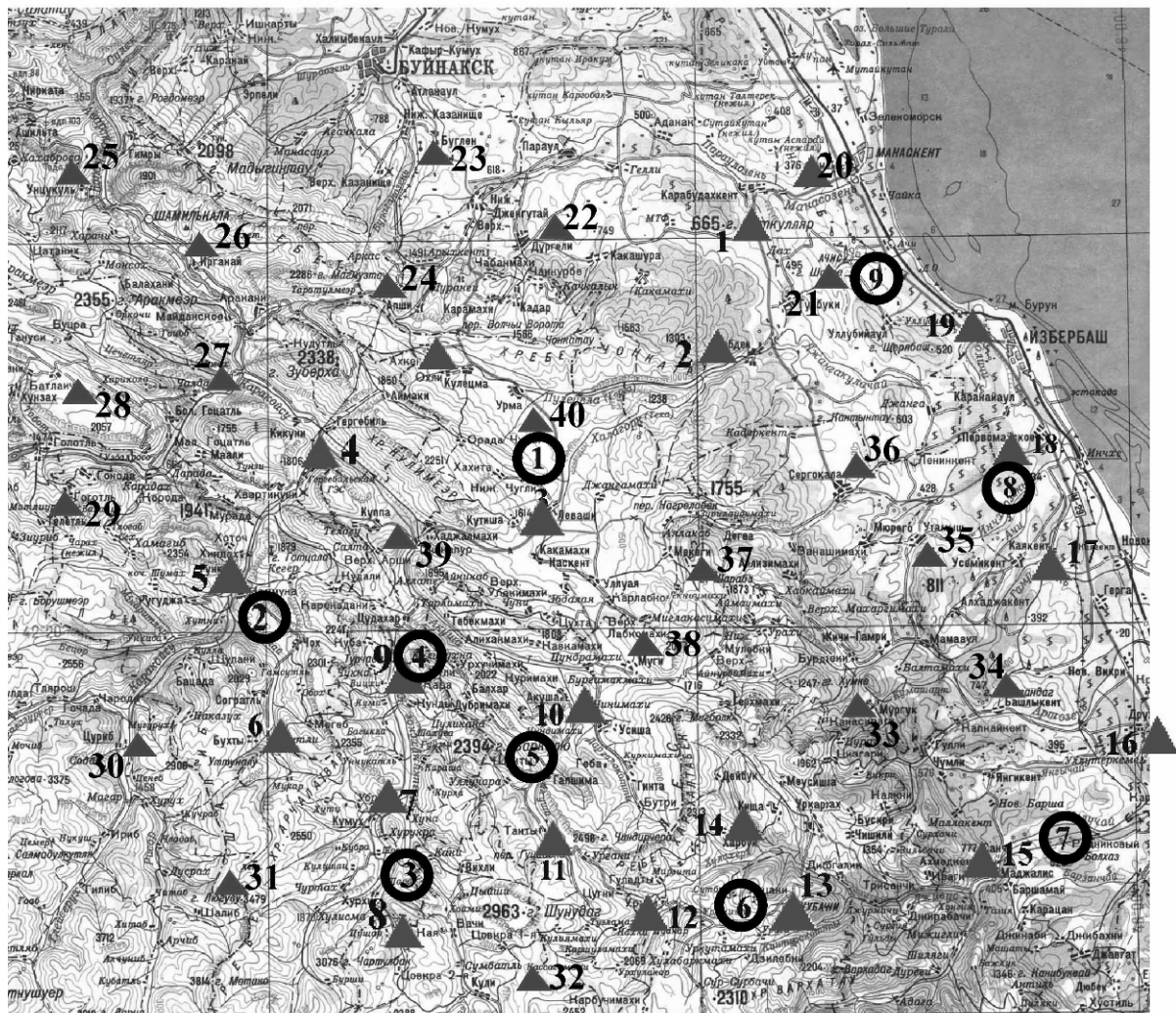


Рис.1. Общий вид программы OchagZeml.exe

Апробация этого подхода осуществляется в области сейсмического затишья в Центральном Дагестане, ограниченной координатами 42о.00-42о.70 с.ш. и 46о.70-48о.00 в.д., в которой после относительно высокой сейсмоактивности в 2000 г. (за вторую половину 2000 года здесь произошло 4 землетрясения средней силы с магнитудами 3.1, 4.6, 4.6, 4.7, три из которых – в ее центральной области вблизи населенных пунктов Мекеги и Муги) не наблюдалось ощутимых землетрясений (сейсмическая брешь второго рода с кольцевой сейсмичностью). Более детальное рассмотрение этой зоны показало следующее: 1) до активизации в 2000 г., в предыдущие 10 лет (с 1991 года), здесь также имело место полное сейсмическое затишье; 2) по палеосейсмическим данным, в историческом прошлом на этой территории произошло ряд значимых сейсмических событий; 3) в течение 2002-2008 гг. наблюдалась тенденция к расширению зоны затишья, что находится в согласии с Консолидационной моделью подготовки землетрясений. Активизация в 2000 г. центральной области этой зоны может быть интерпретировано как завершающий этап консолидации. На этой площади разбита наблюдательная сеть из 40 пунктов, равномерно покрывающих зону сейсмического затишья (рис. 2). Для проведения наблюдений разработано и изготовлено 6 комплектов портативных цифровых сейсмостанций на базе сейсмодатчиков СМ-3. Это существенно облегчит сбор наблюдательного материала, необходимого для составления карты площадного распределения уровня микросейсмической эмиссии, апробации программы OchagZeml на реальных данных, ее доводки и выявления кольцевых структур в изолиниях микросейсмической эмиссии для возможного определения по ним координат и магнитуды очаговой зоны ожидаемого землетрясения в Дагестане. В конечном итоге целью этих исследований является экспериментальная проверка предлагаемого подхода к долго- и среднесрочному прогнозированию землетрясений.





Условные обозначения:



- пункты наблюдений, охваченные в полевой сезон 2006 года

- |                       |                       |               |                 |
|-----------------------|-----------------------|---------------|-----------------|
| 1 - Карабудахкент     | 11 - Танты            | 21 - Аси-Су   | 31 - Шалиб      |
| 2 - Губдси            | 12 - Урари            | 22 - Дургсли  | 32 - Кули       |
| 3 - Левашы            | 13 - Кубачи           | 23 - Буглен   | 33 - Мургук     |
| 4 - плотина Герг. ГЭС | 14 - Харбук           | 24 - Апши     | 34 - Башлыкент  |
| 5 - Гуниб             | 15 - Маджалис         | 25 - Унцукюль | 35 - Утамыш     |
| 6 - Бухты             | 16 - Дружба           | 26 - Ирганай  | 36 - Сергокала  |
| 7 - Кумух             | 17 - Верхний Каякент  | 27 - Чалда    | 37 - Мсксги     |
| 8 - Цушар             | 18 - Первомайское     | 28 - Хунзах   | 38 - Муги       |
| 9 - Вицхи             | 19 - Избербаш         | 29 - Гоготль  | 39 - Хаджалмахи |
| 10 - Акуша            | 20 - Мост Манас-Озень | 30 - Цуриб    | 40 - Урма       |



- пункты наблюдений с одновременными записями в трех пунктах (2007 год)

- |                            |                              |  |
|----------------------------|------------------------------|--|
| 1- Урма-Левашы-Губден      | 4- Вицхи-Цудахар-Хаджал-Махи | 7- Маджалис-Родниковая-Салик           |
| 2- Цуриб-Чох-Гунибская ГЭС | 5- Гаппима-Акупа-Улучара     | 8- Избербаш-Каякент-Первомайское       |
| 3- Цушар-Вахи-Кумух        | 6- Урари-Кубачи-Уркарах      | 9- Первомайское-Манас-ст. Ядохимикатов |

Рис.2. Схема расположения пунктов наблюдений МСЭ. Малыми треугольниками обозначены пункты, в которых выполнена только рекогносцировка

1.3. В 2011-12 гг., являющихся подготовительным этапом этих работ, проведены лабораторные и полевые испытания разработанных в Институте геологии на базе сейсмодатчика СМ-3 портативных цифровых станций. Места размещения станций – Кулинский район, населенные пункты Цушар, Цовкра-2, Вахи. В ходе полевых испытаний получены непрерывные записи на всех 3-х сеймостанциях длительностью около 6 дней.

Направления дальнейших работ:

1.4. Наблюдения с портативными сейсмографами микросейсмической эмиссии на 40 пунктах, заложенных в зоне сейсмического затишья в Дагестане, накопление и систематизация данных площадных наблюдений. Обработка данных с использованием модернизированной программы OchagZeml.exe, поиск кольцевых структур в их площадном распределении для возможной локализации очаговой зоны готовящегося землетрясения.

1.5. Продолжение наблюдений за выявленной ранее динамикой расширения площади зоны сейсмического затишья на территории Дагестана с использованием данных локальной сети Дагестанского филиала Геофизической службы РАН и проводимой нами регистрации микросейсмической эмиссии.

1.6. Совершенствование компьютерной программы OchagZeml, апробация ее на модельных и реальных примерах. Разработка программы Нуросcenter – 3D варианта программы OchagZeml, опробование программы Нуросcenter с использованием базы данных ДФ ГС РАН.

1.7. Приобретение аппаратуры и исследование закономерностей площадного распределения амплитудных и частотных характеристик высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) в зоне сейсмического затишья.

1.8. Реализация разработанной ранее схемы лабораторного эксперимента с использованием испытательной машины (совместно с ИФЗ) для независимой проверки обобщенной модели подготовки очага и предлагаемого алгоритма прогнозирования места и силы землетрясения по деформационным и сейсмоакустическим наблюдениям на искусственном образце, моделирующем реальную сейсмогенерирующую структуру. Эксперимент будет заключаться в деформировании бетонного куба с внесенным в него двухмерным мягким включением (моделирующим разлом), в которого, в свою очередь, введены разномасштабные жесткие включения в виде перемычек, самая крупная из которых моделирует потенциальную очаговую зону (ОЗ) главного толчка. По всей площади одной из граней куба, перпендикулярных "разлому", располагаются тензодатчики и приемники акустических сигналов. Обработке по программе OchagZeml будут подвергнуты скачки деформаций в окрестности "ОЗ главного толчка" после разрушения перемычек меньшего масштаба, а также уровень акустической эмиссии, регистрируемый приемниками в периоды относительного затишья. Для этой же цели разработана более простая в реализации схема лабораторного эксперимента с большими (до 1 м) образцами без использования испытательной машины, которая воспроизведёт модель Stick-slip в условиях чистого сдвига. Для инициирования сдвиговых деформаций в эксперименте предполагается использовать вес самих образцов.

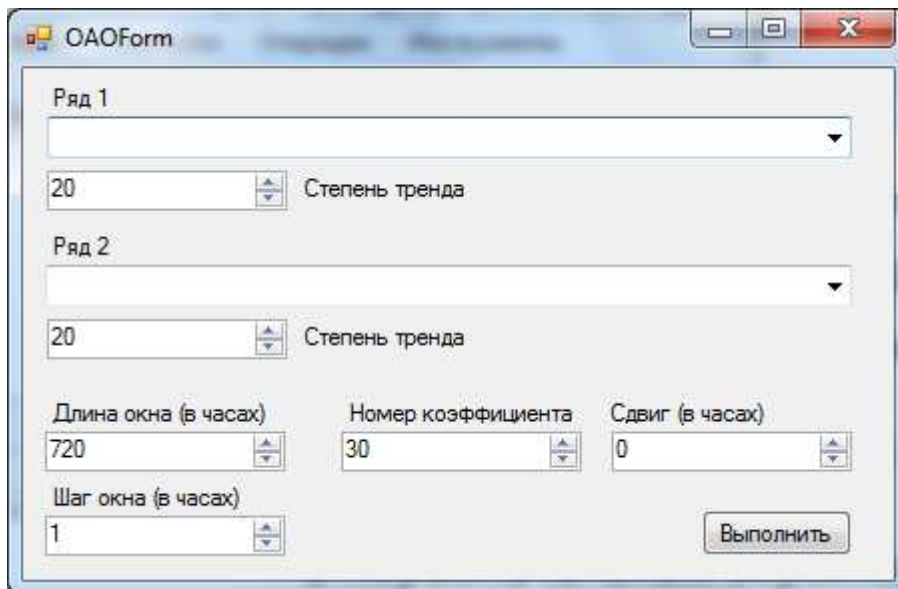
## **2. Развитие математических методов обработки временных рядов**

**2.1.** Реализация способа определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры (Патент РФ №2316027) по изменениям относительных амплитуд отклика (ОАО) и времен запаздывания отклика (ВЗО) уровней воды в скважинах на баровариации с использованием когерентных гармоник во временных рядах наблюдений этих величин, например полусуточной гармонике  $S_2$ . Теоретические оценки указывают на зависимость передаточной функции атмосферное давление – уровень воды в скважине на условия заложения скважины (ее глубины, удаленности от разрывных нарушений, степени трещиноватости пород между коллектором и скважиной и т.д.) и подтверждаются результатами анализа данных почасовых измерений атмосферного давления и уровней воды в скважинах "Каспийск-115", Айды" и "Серебряковка" в Дагестане, заложенных в различных геодинамических условиях (за 2000-2012 гг. уже накоплено более 300000 почасовых определений). Для калибровки ОАО и ВЗО в единицах деформаций используются приливные волны в деформациях, амплитуды и фазы которых определяются независимо. Для этого разработана и

апробирована компьютерная программа «Period Searcher». С ее помощью во временных рядах атмосферного давления уверенно выделяются устойчивые гармоники  $S_1$  и  $S_2$ , причем амплитуда  $S_2$  существенно больше  $S_1$ , что позволяет нам использовать ее как независимый от метеорологических факторов зондирующий сигнал в исследованиях напряженно-деформированного состояния земной коры.

**2.2.** В 2011-2012 гг. были проведены исследования по совершенствованию методов обработки и анализа временных рядов. В частности была выполнена работа по увеличению точности вычисления ортогональных полиномов. Для этого были использованы специальные свойства ортогональных полиномов, которые были обнаружены нами в процессе их исследования. Увеличение точности позволит вычислять с меньшей погрешностью тренды высоких степеней. Разработаны новые функциональные блоки:

**2.2.1. Блок построения временных рядов ОАО.** В первоначальных версиях программы была заложена возможность построения рядов ОАО. Однако для этого приходилось выполнять большое количество операций, что увеличивало время обработки и анализа данных. Поэтому было принято решение выделить построение ОАО в отдельный блок (Рис. ).



**Рис. 3.** Блок построения относительных амплитуд отклика

По этой программе для 6, 8, 12 и 24 часовых гармоник в наблюдениях уровня в скважине Серебряковка и атмосферного давления были построены временные ряды ОАО, которые графически отображены на рис.4. Из рисунка видно, что во временных рядах 6, 8 и 24 часовых гармоник присутствуют сильные помехи, имеющие очевидное метеорологическое происхождение с ярко выраженным сезонным ходом. Такие помехи практически отсутствуют во временном ряде ОАО для 12-часовой гармоники, хотя при большом увеличении можно увидеть заметные вариации (см. вставку на рис.4.). Поэтому для дальнейшего анализа с целью выявления изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по предлагаемой методике нами была выбрана эта гармоника, как наиболее помехозащищенная.

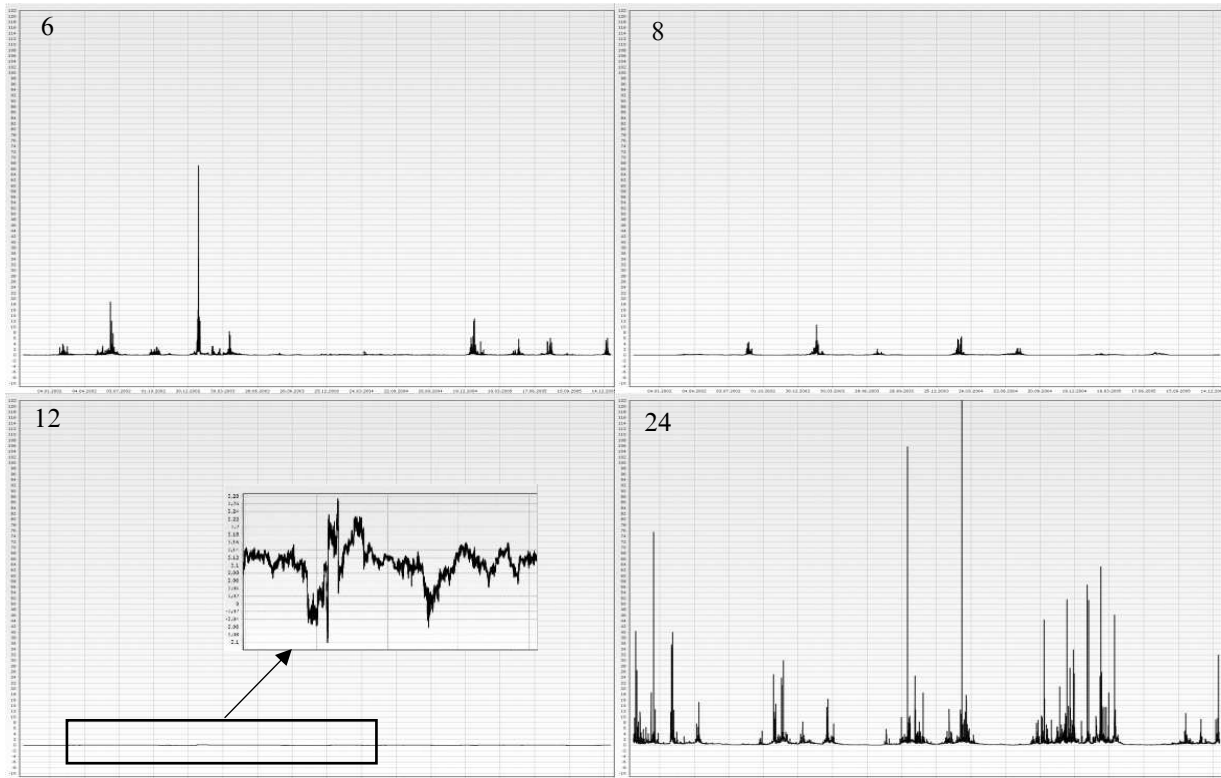


Рис. 4. Графики ОАО для 6, 8, 12 и 24 часовых гармоник (Серебряковка)

На рис.5 приведен график ОАО для 12-часовой гармонике после удаления тренда (Серебряковка). На него же нанесены для сопоставления сейсмические события выше 11,5 энергетического класса (шкала показана справа). Как видно, никаких выводов из этого сопоставления пока не следует – нужна статистика.

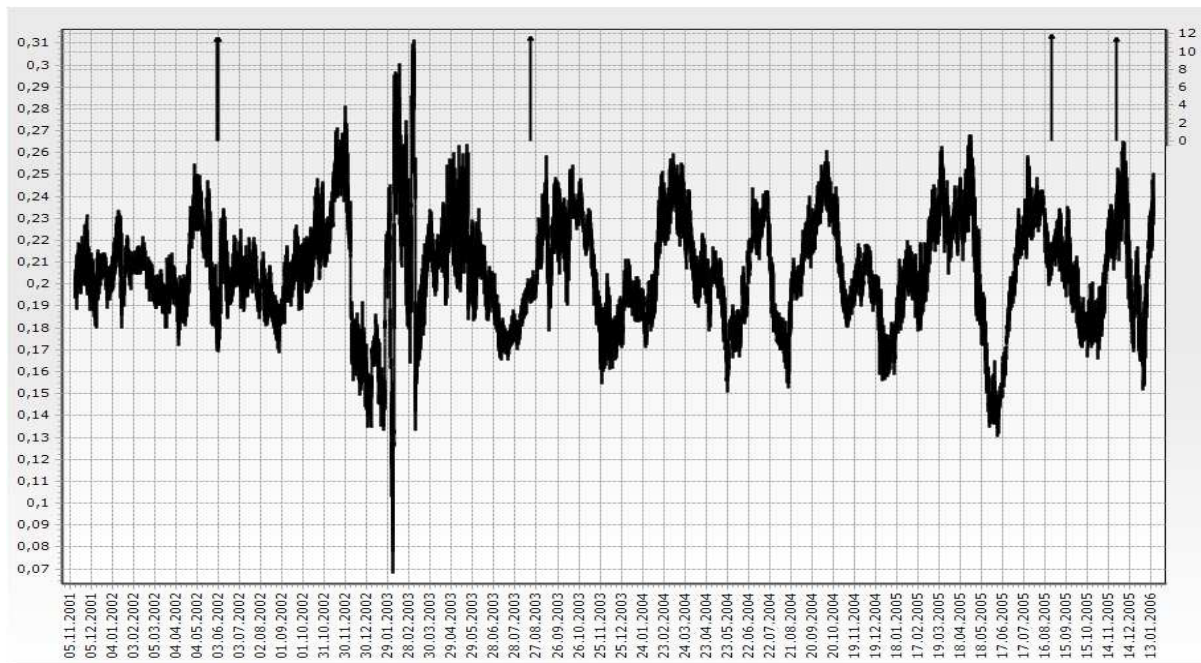


Рис. 5. График ОАО после удаления тренда (Серебряковка, 12-часовая гармоника)

На графике (Рис.5.) даже при визуальном рассмотрении видны длиннопериодные составляющие, очевидно метеорологического происхождения, которых желательно удалить. После удаления тригонометрического тренда 50-го порядка график приобретает вид, изображенный на рис.6. После этой процедуры отчетливо выделяется аномалия, длящаяся примерно 3 месяца – декабрь 2002 – февраль 2003 гг.



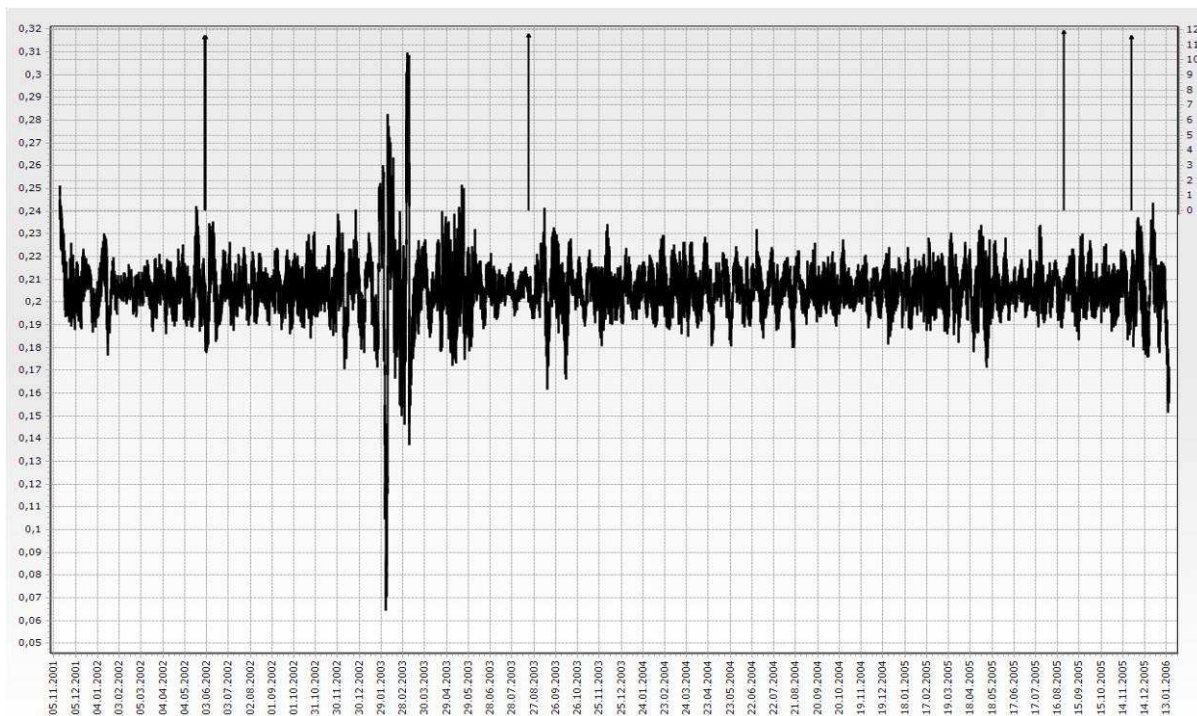


Рис. 6. График ОАО после удаления Тригонометрического тренда 50-го порядка

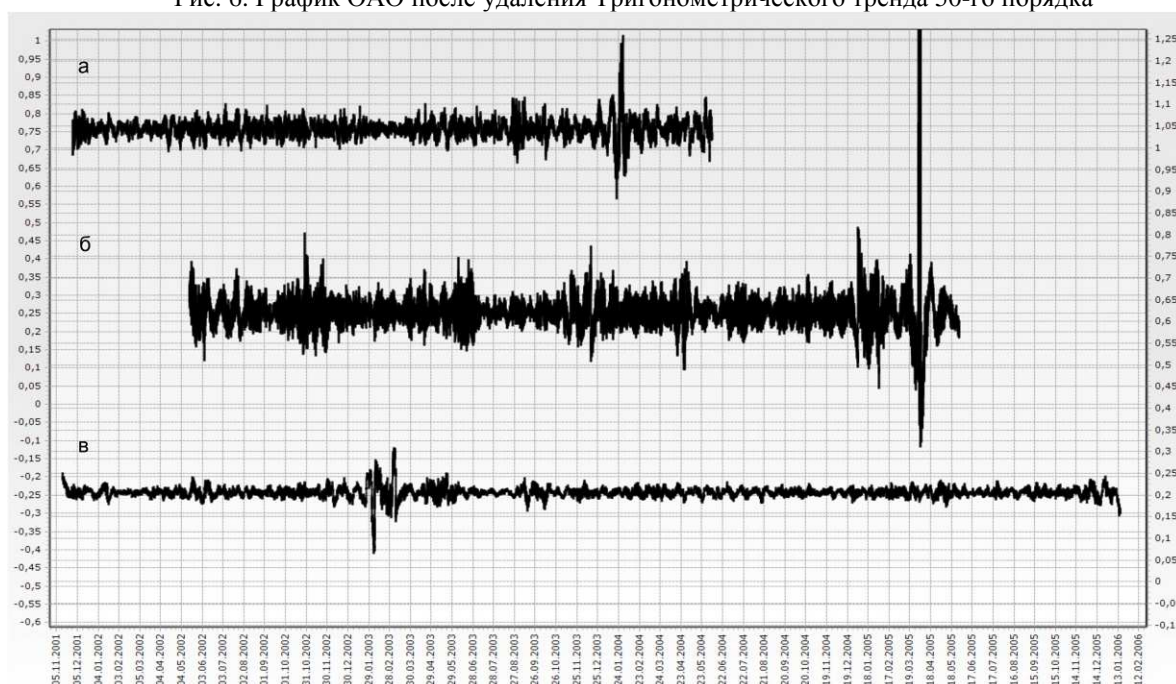


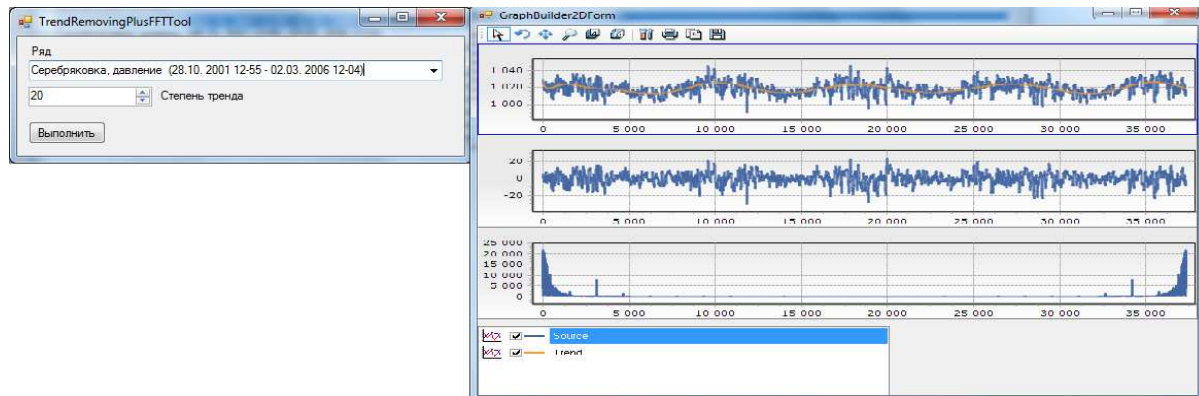
Рис. 7. Графики ОАО после удаления Тригонометрического тренда 50-го порядка: а) – скважина Каспийск-115; б) – скважина Айды; в) – скважина Серебряковка

Аналогичной обработке были подвергнуты и временные ряды ОАО по скважинам Каспийск-115 и Айды. Результаты по всем трем скважинам приведены на рис.8. Из рисунка видно, что аномалии, возможно связанные с процессами подготовки землетрясений, имеют место и на графиках ОАО по скважине Каспийск-115 (январь 2004 г.) и Айды (март-апрель 2005 г.). Полного сопоставительного анализа этих аномалий с сейсмическим режимом региона и сопредельных территорий пока не проведено.

Таким образом, можно резюмировать, что разработана и апробирована помехоустойчивая компьютерная программа сводной обработки гидрогеодинамических и барометрических наблюдений для определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры. С использованием этой программы

выявлены существенные аномалии во временных рядах ГГД-наблюдений на территории Дагестана, возможно связанные с сеймотектоническими процессами.

**2.2.2. Блок гармонического анализа.** Для увеличения наглядности и удобства выполнения анализа временного ряда на наличие периодических составляющих был разработан блок гармонического анализа (Рис. ). Данный блок позволяет задавать степень удаляемого из исходного ряда тренда. Затем над полученным рядом выполняется быстрое преобразование Фурье. При этом все промежуточные шаги отображены в одном окне: исходный ряд и тренд – верхняя часть графопостроителя на Рис. справа, ряд без тренда – средняя часть, ряд амплитуд коэффициентов Фурье – нижняя часть.



**Рис. 8.** Блок гармонического анализа

#### **Направления дальнейших работ:**

**2.3.** Гармонический анализ первичной сейсмической информации, выявление азимутальной зависимости амплитудных, частотных и скоростных характеристик сейсмических волн, изучение временных вариаций этих характеристик и сопоставление их с сейсмическим режимом.

**2.4.** Разработка компьютерной программы корреляционного анализа нерегулярных дискретных временных рядов для поиска статистических предвестников землетрясений.

**2.5.** Разработка и совершенствование методов фрактального анализа временных геофизических рядов и сопоставительного анализа фрактальных последовательностей для поиска предвестников землетрясений.

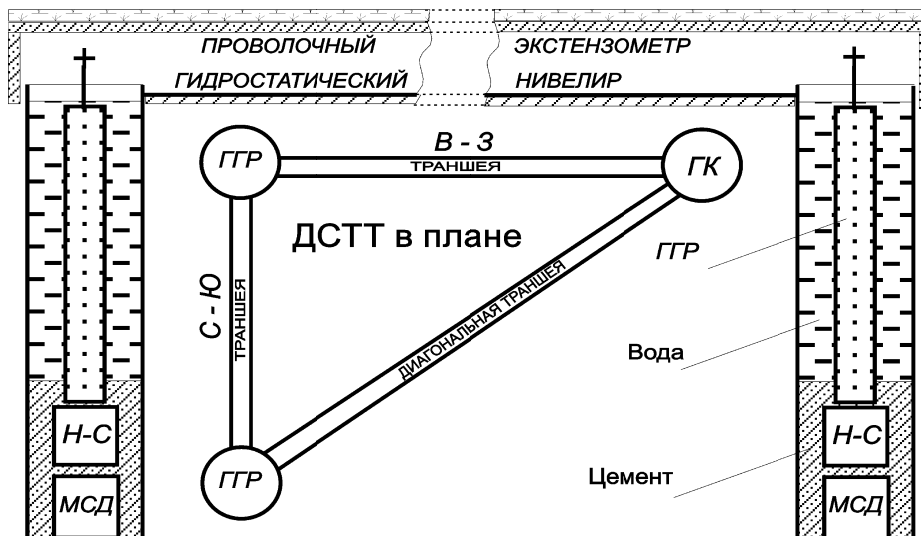
**2.6.** Разработка и реализация в компьютерной программе метода реконструкции временного хода сейсмодеоформаций по данным каталога землетрясений.

### **3. Разработка многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сейсмопрогностических наблюдений**

Мы уже отмечали выше преимущества прямых деформационных наблюдений перед наблюдениями вторичных предвестников, в том числе и проводимыми нами микросейсмическими и гидрогеодинамическими наблюдениями. Однако проблема организации прямых площадных деформационных наблюдений, без которых последние теряют во многом свою прогностическую ценность, упирается в проблему создания деформационных станций, пригодных для этих целей по метрологическим и технико-экономическим характеристикам. Исходя из этого, мы в течение ряда лет проводили теоретические исследования по совершенствованию аппаратурно-методической базы геофизических наблюдений, которые завершились разработкой эскизного проекта деформационной станции траншейного типа (ДСТТ). Станция включает в себя следующие предложенные нами аппаратурные разработки: 1) Емкостный преобразователь перемещений [пат. РФ № 2281457, 2006]; 2) Газожидкостный гравиметр [пат. РФ № 2282218, 2006]; 3) Вертикальный гравитационный градиентометр [пат. РФ № 2292065, 2007]; 4) Гравитационный

вариометр [пат. РФ № 2290674, 2006]; 5) Двухкоординатный струнный наклономер [пат. РФ № 2287777, 2006]; 6) Многокомпонентный скважинный деформограф [пат. РФ № 2282143, 2006]; 7) Проволочный экстензометр [пат. РФ № 2282138, 2006]; 8) Гидростатический нивелир [пат. РФ № 2282144, 2006]; 9) Глубинный геодезический репер [пат. РФ № 2282145, 2006]. Основные предполагаемые достоинства этих разработок заключаются в долговременной стабильности характеристик и наличии эффективной компенсации влияния экзогенных факторов (температуры, атмосферного давления, влажности, а также их градиентов), что позволяет размещать их в неглубоких траншеях.

ДСТТ представляет собой проложенные в направлениях С-Ю и В-З две субгоризонтальные пересекающиеся траншеи с перекрытием длиной порядка 50-200 м и сечением около  $2.0 \times 1,5 \text{ м}^2$ , в которых установлены проволочные экстензометры и гидростатические нивелиры. Для повышения информативности дополнительно может быть проложена и оборудована диагональная траншея (Рис. 9). На пересечениях траншей пробурены три субвертикальные скважины глубиной 100-200 м (до скальных пород), в которых устанавливаются многокомпонентные скважинные деформографы, наклономеры-сейсмографы и глубинные геодезические репера, верхние концы которых выходят в траншею (к экстензометрам и гидронивелирам) или на дневную поверхность (для геодезических измерений) и в реальном масштабе повторяют движения пород в местах закрепления в скважинах их нижних концов. На одном из пересечений траншей располагается лабораторное помещение станции, где устанавливаются гравиметр, гравиградиентометр, вариометр и аппаратура для предварительной обработки и передачи информации в центральный пункт системы прогнозных наблюдений.



**Рис. 9.** Вертикальный и горизонтальный разрезы ДСТТ

**МСД** – Многокомпонентный скважинный деформограф; **Н-С** – Наклономер- сейсмограф; **ГГР** – Глубинный геодезический репер; **ГК** – Гравиметрический комплекс

По предварительным расчетам ДСТТ в 20÷50 раз дешевле, чем известная подземная деформационная станция штольневой типа, что делает реальным создание в сейсмоопасных районах сети ДСТТ с интервалами порядка 30-50 км. Создание такой сети существенно расширит круг контролируемых параметров земной коры, в число которых войдут: 1) локальные объемные деформации вмещающей среды; 2) локальные линейные деформации в трех ортогональных координатах; 3) величина и направление максимальных сдвиговых деформаций; 4) азимут простирания и угол падения плоскости максимальных сдвиговых деформаций; 5) деформация кручения относительно вертикальной оси; 6) сейсмодетонации по трем координатам в широком частотном и динамическом диапазоне; 7) локальные наклоны по двум ортогональным

азимутам; 8) сейсмоакселерограммы по трем ортогональным координатам в динамическом диапазоне 100 децибел; 9) среднемасштабные (~100 м) линейные деформации по трем ортогональным координатам; 10) градиенты среднемасштабных линейных деформаций (по разнесенным в плане ДСТТ); 11) среднемасштабные наклоны земной коры в двух ортогональных азимутах (гидронивелиры); 12) крупномасштабные горизонтальные движения земной коры (по геодезическим измерениям с использованием глубинных реперов); 13) вертикальные движения земной коры (по гравиметрическим наблюдениям); 14) неприливные изменения силы тяжести и ее производных, обусловленные тектоническими причинами; 15) амплитуды и фазы приливных гармоник во временных изменениях деформаций, наклонов, силы тяжести и ее градиентов. Становится возможным регулярное разномасштабное картирование всех перечисленных параметров, что означает качественно новый уровень деформационного мониторинга земной коры.

Кроме того, каждая разработка в отдельности может быть применена и в других областях деятельности: в геологоразведке, а также для измерения малых сил в прецизионных гравитационных экспериментах [гравиметры, градиентометры, вариометры], для деформационного мониторинга крупных наземных инженерных сооружений (ГЭС, АЭС, ускорительных и антенных комплексов, зданий и т.п.) [деформографы, наклонометры, экстензометры, гидронивелиры], в прецизионных станках и системах позиционирования (например, в сканирующем атомно-силовом микроскопе) [Емкостный преобразователь], что придает их реализации дополнительную актуальность.

Разумеется, реализация ДСТТ возможна только при наличии целевого финансирования, но в завершенном виде, вместе с технологией ее установки, проведения наблюдений, обработки и интерпретации результатов она могла бы стать предметом экспорта в такие экономически развитые страны с сейсмически активной территорией как США, Япония, Китай, Индия, Турция, Греция, Италия, что обеспечило бы многократную окупаемость всех финансовых затрат.

Лабораторный прототип ДСТТ может быть реализован на территории геофизической обсерватории, создание которой планируется на базе сейсмостанции Караман в Дагестане. По предварительным оценкам длина каждой из траншей ДСТТ сечением  $2.0 \times 1.5 \text{ м}^2$ , расположенных в ортогональных азимутах, составит 70 м. Глубина 3-х скважин, предназначенных для установки глубинных реперов и скважинного наклономерно-деформографического комплекса – 100 м (до компетентных пород). Детальный проект с привязкой к местности будет составлен после принятия окончательного решения о финансировании.

#### **4. Наблюдения за неприливыми изменениями компонентов гравитационного поля**

Поскольку деформационные процессы в земной коре так или иначе всегда связаны с перемещениями масс, с уплотнением и разуплотнением среды, представляется очевидным, что эти процессы должны отражаться на гравитационном поле, наблюдаемом на дневной поверхности. Кроме того, временные изменения компонентов гравитационного поля напрямую связаны с вертикальными движениями земной коры – самым информативным и в то же время самым трудоемким в измерении компонентом деформаций земной коры. Однако достигнутый метрологический уровень аппаратуры (гравиметры, градиентометры, вариометры) не позволяет в полной мере использовать эти информационные каналы. На наш взгляд, в близком будущем, по мере преодоления «аппаратурного барьера», гравитационные предвестники могут выйти на первый план в сейсмопрогнозе, и эту возможность следует учесть уже сегодня. Предлагаем начать с возобновления наблюдений неприливых изменений силы тяжести (НИСТ) на пунктах, заложенных еще в начале 80-х годов прошлого века на сейсмоактивной территории Дагестана. Для этого могут быть использованы Гравиметры CG-5 Autograv фирмы Scintrex (Канада). Для установления природы



наблюдаемых НИСТ и, в особенности для выделения составляющих, обусловленных вертикальными движениями земной коры, необходимы измерения вторых производных гравитационного потенциала, в первую очередь вертикального градиента силы тяжести. Ввиду отсутствия как в России, так и за рубежом, серийно выпускаемых вертикальных градиентометров, считаем актуальным и целесообразным разработку лабораторного образца предложенного нами Вертикального гравитационного градиентометра (ВГГ), функциональная схема которого показана на рис. 10 (патент РФ №2292065).

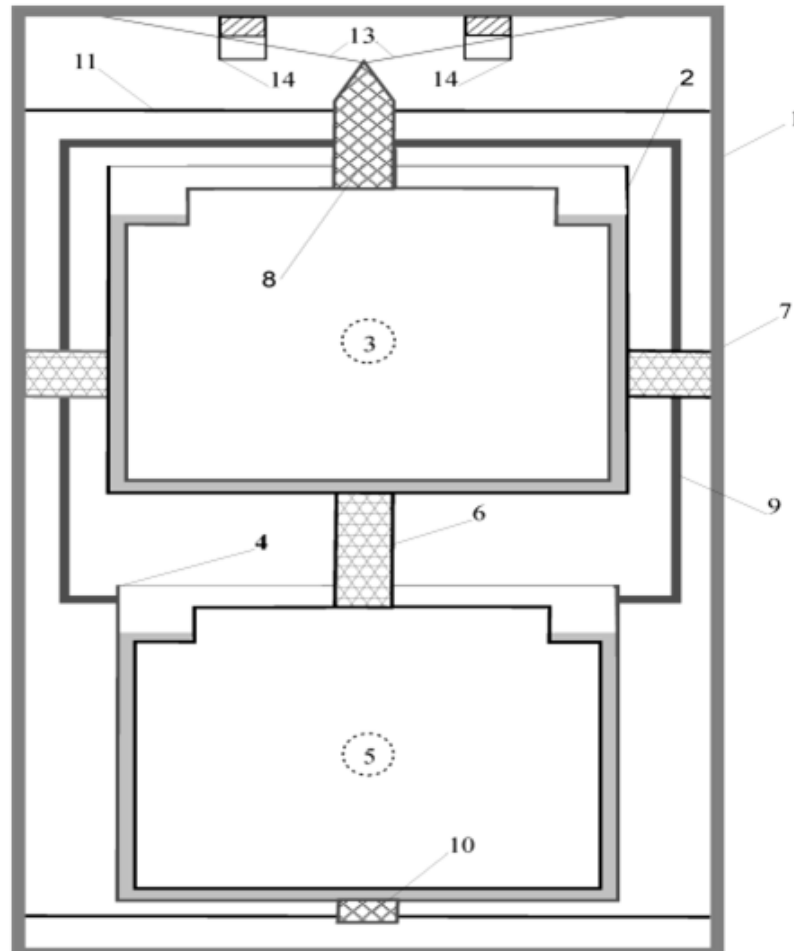


Рис. 10. Функциональная схема ВГГ

**Назначение ВГГ:** Прибор может быть использован в гравиразведке для поиска полезных ископаемых, в сейсмологии для обнаружения и трассирования разломов и выявления гравитационных предвестников землетрясений, а также в инженерной геологии для выявления естественных и техногенных плотностных неоднородностей в земной коре.

**Основные преимущества ВГГ:** 1) отсутствие жестких требований к юстировке чувствительной системы; 2) высокая степень демпфирования чувствительной системы; 3) возможность термостабилизации путем простого согласования геометрических размеров и теплофизических параметров отдельных узлов и рабочей жидкости; 4) высокая производительность (5-10 минут на одно измерение) и ожидаемая точность измерений ( $\pm 0,1-1E$ ).

**Примерные параметры готового прибора:**  $d = 15$  см,  $h = 60$  см,  $M = 20$  кг (без частотомера).

**Лабораторный образец ВГГ** может быть изготовлен на производственной базе ПО "Азимут" и НИИ "Сапфир" (г. Махачкала) и испытан в Дагестанском филиале ГС РАН совместно с Институтом геологии ДНЦ РАН.

Для проведения намеченных исследований и координации взаимодействия всех участвующих в работе организаций предлагаем создать на базе ДФ ГС РАН и ИГ ДНЦ

РАН совместную Лабораторию сейсмодеформационного мониторинга и обеспечить ее следующим дополнительным оборудованием:

- 1) Современные широкополосные региональные сейсмостанции – 12 комплектов;
- 2) Мобильные станции для регистрации высокочастотных сейсмических шумов (ВСШ) – 4 комплекта;
- 3) Гравиметры CG-5 Autograv фирмы Scintrex – 2 комплекта;
- 4) Автомобиль-внедорожник для перевозки гравиметров CG-5;
- 5) Лабораторная база с квалифицированным персоналом для обслуживания аппаратного комплекса, а также для создания и исследования образцов новой аппаратуры.

#### **Литература**

1. Таймазов Д.Г. А.с. СССР № 1251701. Гравиметр Таймазова. 1986.
2. Таймазов Д.Г. А.с. СССР № 1241885. Гравиметр Д. Г. Таймазова. 1986.
3. Таймазов Д.Г. А.с. СССР № 1640544. Двухкоординатный деформограф Таймазова.
4. Таймазов Д.Г. А.с. СССР № 1716452. Трехкомпонентный акселерометр.
5. Таймазов Д.Г. А.с. СССР № 1242713. Наклономер Д. Г. Таймазова.
6. Таймазов Д.Г. Проволочный экстензометр. Патент РФ №2282138.
7. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования сильных землетрясений. Патент РФ №2282220.
8. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф. Патент РФ №2282143.
9. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный струнный наклономер. Патент РФ №2287777.
10. Таймазов Д.Г. Емкостный преобразователь перемещений. Патент РФ №2281457.
11. Таймазов Д.Г. Газожидкостный гравиметр. Патент РФ №2282218.
12. Таймазов Д.Г. Гидростатический нивелир. Патент РФ №2282144.
13. Таймазов Д.Г. Глубинный геодезический репер. Патент РФ №2282145.
14. Таймазов Д.Г. Гравитационный вариометр. Патент РФ №2290674.
15. Таймазов Д.Г. Вертикальный гравитационный градиентометр. Патент РФ №2292065.
16. Таймазов Д.Г. Способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры. Патент РФ №2316027.
17. Таймазов Д.Г. Способ прогнозирования землетрясений. Патент №2325673.
18. Таймазов Д.Г. Аппаратурно-методические аспекты детерминистического подхода к прогнозу землетрясений // Вестник ДНЦ РАН. 2000. №6. С. 38-44.
19. Таймазов Д.Г. Всекомпонентный безмаятниковый гравитационный вариометр // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 182-184.
20. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный скважинный деформограф и перспективы его применения для сейсмопрогностических наблюдений // Вестник ДНЦ РАН. 2002, №12. С. 34-41.
21. Таймазов Д.Г. Метрологические и эксплуатационные характеристики струнного вертикального гравитационного градиентометра и возможности его практического применения // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 175-179
22. Таймазов Д.Г. Механика подготовки очага и детерминистический подход к прогнозу землетрясений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 162-165.
23. Таймазов Д.Г. Некоторые тектонофизические и аппаратурно-методические проблемы прогноза землетрясений. Махачкала: ИГ ДНЦ РАН, 2005. 175 с.
24. Таймазов Д.Г. Перспективы использования стационарных гравиметров для регистрации вертикальных движений земной коры // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 166-172.
25. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 185-190.
26. Таймазов Д.Г. Прецизионный широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для геофизических приборов // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 172-174.
27. Таймазов Д.Г. Универсальный глубинный геодезический репер для разномасштабных систем позиционирования // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 194-196.

28. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 191-193.
29. Таймазов Д.Г. Пути расширения функциональных возможностей двухкоординатного струнного наклономера // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 48. Махачкала, 2002. С. 179-182.
30. Таймазов Д.Г. О возможности повышения информативности гидрогеодинамических наблюдений на скважинах с отрицательными уровнями // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 222-230.
31. Таймазов Д.Г. О возможности прогнозирования землетрясений по площадным наблюдениям микросейсмической эмиссии // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 214-218.
32. Таймазов Д.Г. Многокомпонентный скважинный деформограф // Вестник ДНЦ РАН, 2006. № 26, с.9-16.
33. Таймазов Д.Г. О путях улучшения метрологических и эксплуатационных характеристик газо-жидкостных гравиметров. // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 4, с.27-35.
34. Таймазов Д.Г. Струнный вертикальный гравитационный градиентометр // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 4, с.36-42.
35. Таймазов Д.Г. Прецизионный проволочный экстензометр для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3, с.55-58.
36. Таймазов Д.Г. Широкодиапазонный емкостный преобразователь перемещений для прецизионных приборов и систем позиционирования // Сейсмические приборы. 2008. Т. 44, № 3, с.48-54.
37. Таймазов Д.Г. Трехжидкостный гидростатический нивелир // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 2, с.42-45.
38. Taimazov D.G. Wide\_Range Displacement Capacitance Transducer for Precision Instruments and Positioning Systems // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 3, pp. 48–54.
39. Taimazov D.G. Precision Wire Extensometer for Seismoprognotic Observations // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 3, pp. 55–58.
40. Taimazov D.G. Ways to Improve Metrological and Operational Characteristics of Liquid Gravimeters // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 4, pp. 27–35.
41. Taimazov D.G. Stringed Vertical Gravimetric Gradient Meter // Seismic Instruments, 2008, Vol. 44, No. 4, pp. 36–42.
42. Таймазов Д.Г., Лугуев Т.С., Шарапудинов Т.И. Об изменчивости функций связи между когерентными гармониками во временных рядах атмосферного давления и пьезометрических уровней в скважинах. // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 55. Махачкала, 2009. С.272-278.
43. Мамаев С.А., Таймазов Д.Г., Магомедов Р.А., Магомедов Ю.М., Магомедов А.Г., Никуев Р.Ю. Наблюдения за микросейсмической эмиссией на территории Дагестана. // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск 55. Махачкала, 2009. С. 279-281
44. Таймазов Д.Г. Двухкоординатный струнный наклономер // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 4, с.52-56.
45. Taimazov D.G. Three\_Fluid Hydrostatic Level // Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, No. 2, pp. 42–45.
46. Таймазов Д.Г. Безмаятниковый гравитационный вариометр // Сейсмические приборы. 2009. Т. 45, № 3, с. 56–59.
47. Taimazov D.G. A Nonpendular Gravitational Variometer. Seismic Instruments, 2009, Vol. 45, No. 3, pp. 56–59.
48. Таймазов Д.Г. О возможности создания многокомпонентной деформационной станции траншейного типа для сейсмопрогностических наблюдений // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46, № 1, с.42-49.
49. Taimazov D. G. About an opportunity of creation multicomponent deformometric station of trench-type for seismoprognotic observations // Seismic Instruments, 2010, Vol. 46, No. 1, pp. 42-49.
50. Taimazov D.G. Two-coordinate string tiltmeter // Seismic Instruments, 2010, Vol. 46, pp. 52–56.
51. Таймазов Д.Г., Мамаев С.А. О перспективах развития системы сейсмической безопасности территории Дагестана. – В кн. «Сейсмическая опасность и управление сейсмическим риском на Кавказе» – с. 224-235, Владикавказ, ЦГИ ВНЦ РАН и РСО-А, 2011.

## РАЗРАБОТКА И АПРОБАЦИЯ НОВЫХ АЛГОРИТМОВ И ПРОГРАММ СВОДНОЙ ОБРАБОТКИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И БАРОМЕТРИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Таймазов Д.Г.<sup>1,2</sup>, Шарпудинов Т.И.<sup>1,3</sup>, Магомед-Касумов М.Г.<sup>1,3</sup>  
<sup>1</sup>Дагестанский филиал ГС РАН, <sup>2</sup>Институт геологии ДНЦ РАН,  
<sup>3</sup>Отдел математики и информатики ДНЦ РАН

**Аннотация.** Описываются алгоритм и новая редакция компьютерной программы совместной обработки гидрогеодинамических и барометрических наблюдений. Обсуждаются первые результаты обработки с использованием этой программы режимных наблюдений на трех скважинах в Дагестане.

Для анализа гидрогеодинамических наблюдений на практике часто используется функция отклика уровня воды на изменения атмосферного давления [1,2]. Изучение изменчивости функции отклика уровня подземных вод на вариации атмосферного давления позволяет оценить временные изменения деформаций земной коры.

В данной статье описывается методика исследования функции отклика, основанная на построении и анализе рядов относительных амплитуд отклика (ОАО) (патент РФ № 2316027, Таймазов Д.Г., 2008 г.) [3,4]. Этот метод включает в себя следующие шаги:

- удаление трендовой составляющей;
- гармонический анализ временного ряда почасовых синхронных наблюдений атмосферного давления и уровня воды в скважине посредством метода скользящего временного окна с шириной окна в 30 дней и шагом в 1 час. При этом предварительно из окна удаляется также и локальный тренд;
- во временном ряде наблюдений за атмосферным давлением выбираются доминирующие гармоники (полусуточные и суточные), а также соответствующие им гармоники во временном ряде наблюдений за уровнем вод в скважине;
- путем сопоставления амплитуд и фаз найденных когерентных гармоник определяются относительные амплитуды отклика (ОАО) как отношение амплитуд выбранных гармоник для ряда наблюдений уровня вод и ряда наблюдений за атмосферным давлением. Мы получаем новый временной ряд ОАО с дискретизацией, равной шагу скользящего окна, что составляет в нашем случае 1 час;
- полученный временной ряд подвергается повторному гармоническому анализу для выделения в нём суточных и долгопериодических приливных гармоник, например, полумесячных и месячных, по которым производится калибровка амплитуд гармоник в относительных деформациях. Выделенные гармоники могут быть использованы для мониторинга напряжённо-деформированного состояния земной коры.

Для реализации этого подхода была разработана компьютерная программа «DSP Lab», с использованием которой был подвергнут обработке массив многолетних данных почасовых измерений уровней воды в скважинах «Айды», «Каспийск-115» и «Серебряковка» в Дагестане вместе с параллельными наблюдениями атмосферного давления. Данные наблюдений приведены на **Ошибка! Источник ссылки не найден.**

После удаления тренда из временных рядов атмосферного давления и уровня воды применим к полученным рядам оконное преобразование Фурье с длиной окна в 720 часов (месяц). О характере получаемого спектра можно судить по

Рис. 1, где приведен график одного из окон преобразования Фурье как для давления, так и для уровня. Можно заметить, что на обоих рисунках выделяются коэффициенты под номером 60, соответствующие 12 часовым колебаниям. Это особенно четко видно при увеличении масштаба (см. вставки на Рис. 1).

Построим теперь график изменения 60-го коэффициента, при скольжении окна, соответствующего 12-часовой гармонике. Легко заметить некоторую периодичность в указанных графиках. Надо отметить, что подобная периодичность наблюдается далеко не для всех коэффициентов. Для сравнения на рис. 4 приведены графики изменения 59-го и 61-го коэффициентов.

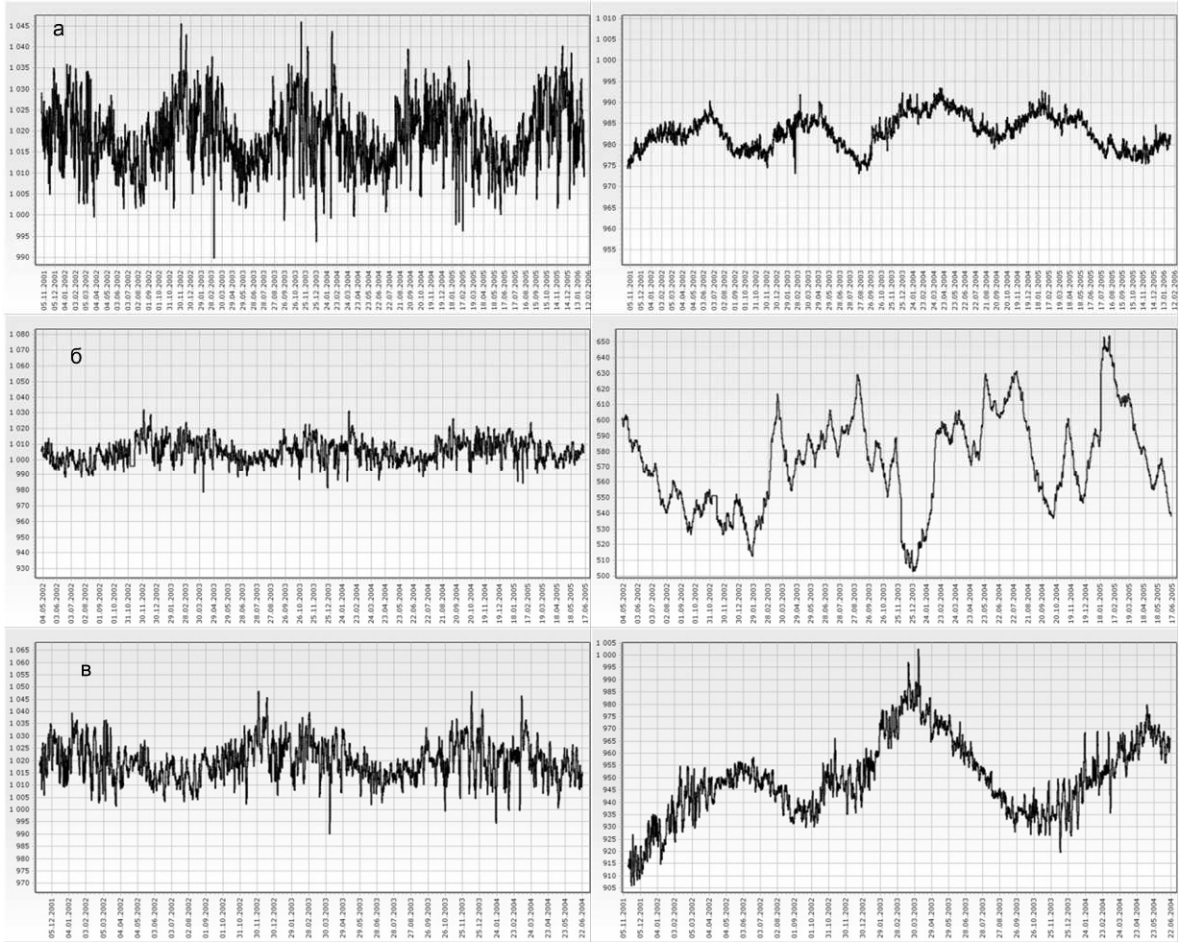


Рис.1 Данные почасовых измерений атмосферного давления (слева) и уровня вод (справа): а) на скважине Серебряковка (28.10. 2001 12:55 – 12.02. 2006 12:04); б) на скважине Айды (01.05.2002 07:10 – 17.06.2005 08:02); в) на скважине Каспийск (13.11.2001 14:53 – 22.06.2004 11:11).

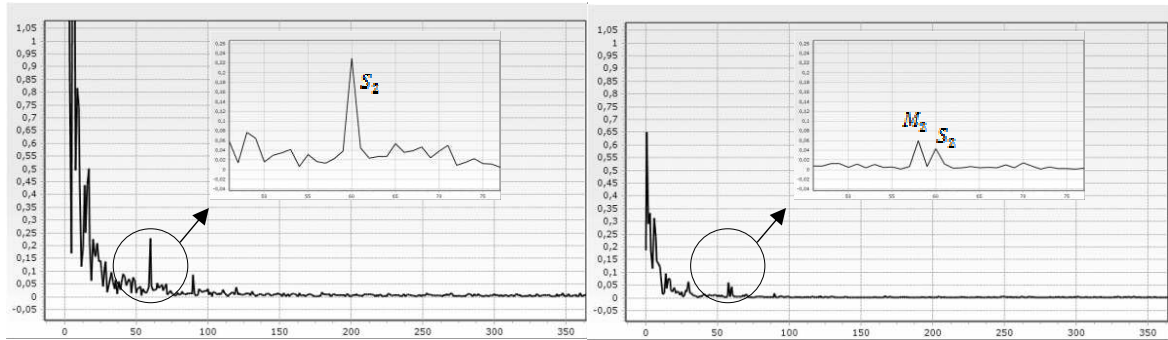


Рис. 1. График коэффициентов одного из окон при применении оконного преобразования Фурье к данным почасовых измерений атмосферного давления (слева) и уровня вод (справа) на скважине Серебряковка.

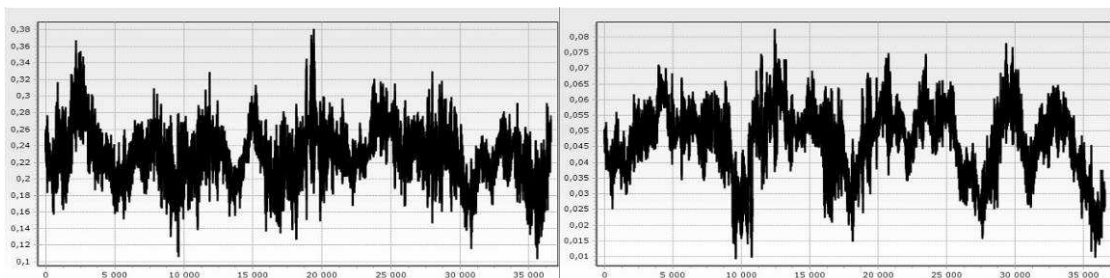


Рис. 3. График изменения 60-го коэффициента при скольжении окна после применения оконного преобразования Фурье к данным измерений атмосферного давления (слева) и уровня воды (справа) на скважине Серебряковка.

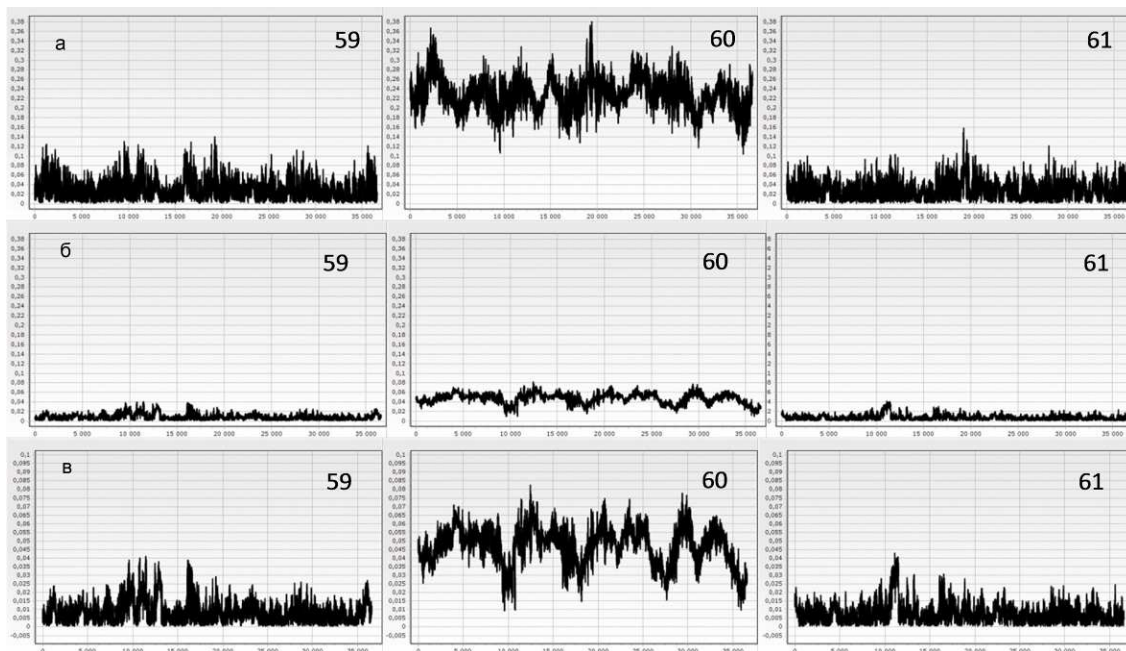


Рис. 4. Графики изменения 59, 60 и 61 коэффициентов для измерений атмосферного давления (а) и уровня воды (б) на скважине Серебряковка. (в) – графики (б) при увеличенном вертикальном масштабе.

Следующим шагом является построение ряда относительных амплитуд отклика. Это позволит нам исследовать изменение отношения  $S_2^h/S_2^p$ , где  $S_2^h$  и  $S_2^p$  – амплитуды полусуточной солнечной волны для уровня воды в скважине и для атмосферного давления, соответственно. Однако, как известно,  $S_2^p$  содержит в себе также и приливную составляющую, которую можно оценить величиной  $\frac{5}{11}M_2^h$  [5], где  $M_2^h$  – амплитуда полусуточной лунной гармоники. Поэтому целесообразным было бы введение дополнительного шага перед построением относительных амплитуд отклика, а именно – удаление влияния приливной составляющей из  $S_2^h$ . Однако это не привело пока к существенному улучшению результатов и было решено отложить решение задачи на будущее.

Далее, для 6, 8, 12 и 24 часовых гармоник в наблюдениях уровня в скважине Серебряковка и атмосферного давления были построены временные ряды ОАО, которые графически отображены на рис.5. Из рисунка видно, что во временных рядах 6, 8 и 24 часовых гармоник присутствуют сильные помехи, имеющие очевидное метеорологическое происхождение с ярко выраженным сезонным ходом. Такие помехи практически отсутствуют во временном ряде ОАО для 12-часовой гармоники, хотя при большом увеличении можно увидеть заметные вариации (см. вставку на рис5.). Поэтому для дальнейшего анализа с целью выявления изменений напряженно-деформированного состояния земной коры по методике [3,4] нами была выбрана эта гармоника, как наиболее помехозащищенная.

На рис.6 приведен график ОАО для 12-часовой гармоники после удаления тренда (Серебряковка). На него же нанесены для сопоставления сейсмические события выше 11,5 энергетического класса (шкала показана справа). Как видно, никаких выводов из этого сопоставления пока не следует – нужна статистика.

На графике (Рис.6.) даже при визуальном рассмотрении видны длиннопериодные составляющие, очевидно метеорологического происхождения, которых желательно удалить. После удаления тригонометрического тренда 50-го порядка график приобретает вид, изображенный на рис.7. После этой процедуры отчетливо выделяется аномалия, длящаяся примерно 3 месяца – декабрь 2002 – февраль 2003 гг.



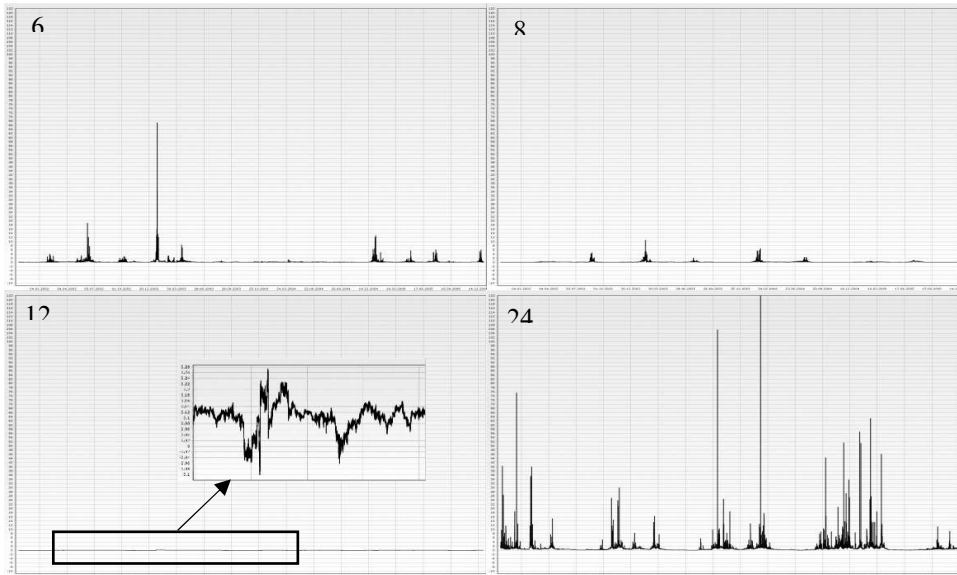


Рис. 5. Графики ОАО для 6, 8, 12 и 24 часовых гармоник (Серебряковка)

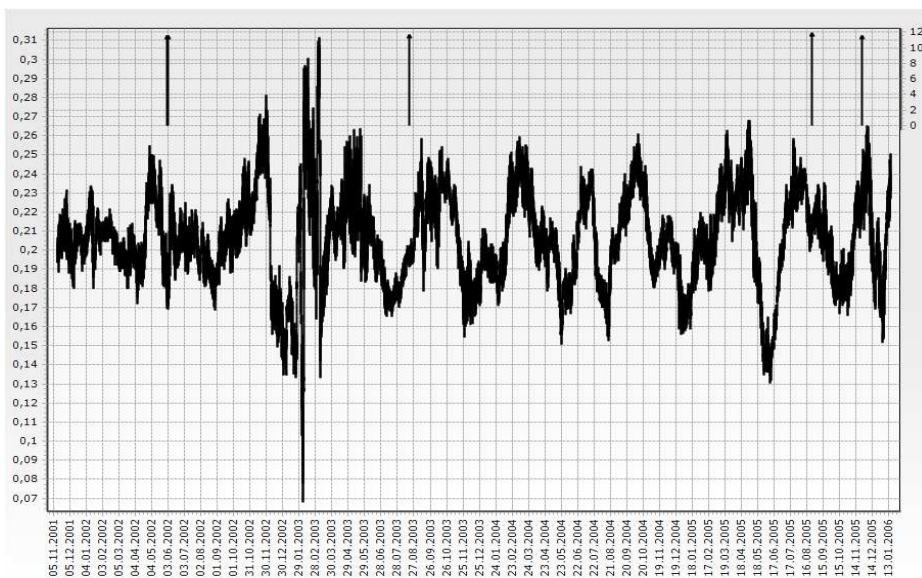


Рис. 6. График ОАО после удаления тренда (Серебряковка, 60-е коэффициенты)

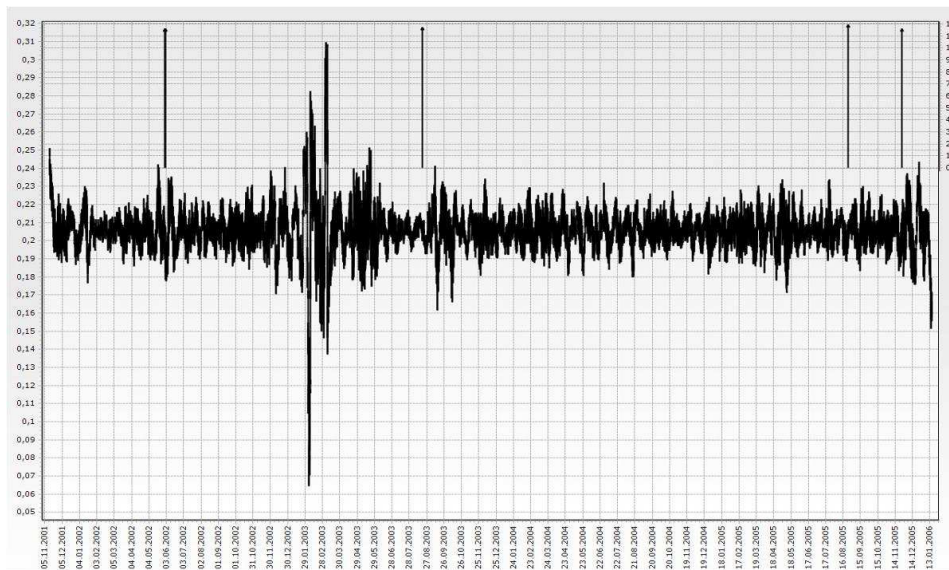


Рис. 7. График ОАО после удаления Тригонометрического тренда 50-го порядка

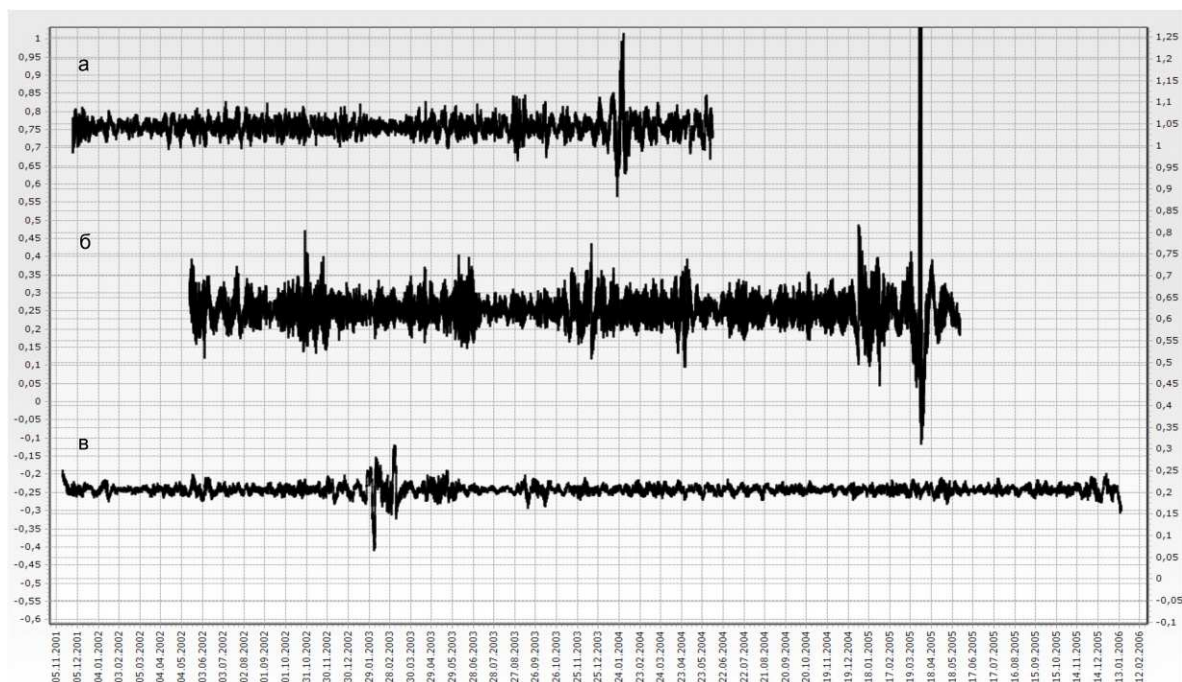


Рис. 8. Графики ОАО после удаления Тригонометрического тренда 50-го порядка: а) – скважина Каспийск-115; б) – скважина Айды; в) – скважина Серебряковка

Аналогичной обработке были подвергнуты и временные ряды ОАО по скважинам Каспийск-115 и Айды. Результаты по всем трем скважинам приведены на рис.8. Из рисунка видно, что аномалии, возможно связанные с процессами подготовки землетрясений, имеют место и на графиках ОАО по скважине Каспийск-115 (январь 2004 г.) и Айды (март-апрель 2005 г.). Полного сопоставительного анализа этих аномалий с сейсмическим режимом региона и сопредельных территорий пока не проведено.

Таким образом, можно резюмировать, что разработана и апробирована помехоустойчивая компьютерная программа сводной обработки гидрогеодинамических и барометрических наблюдений для определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры. С использованием этой программы выявлены существенные аномалии во временных рядах ГГД-наблюдений на территории Дагестана, возможно связанные с сеймотектоническими процессами.

#### Литература

- 1.Любушин А.А. (мл.), Малугин В.А. Физика Земли. 1993. № 12.С. 74:80.
- 2.Любушин А.А. (мл.), Лежнев М.Ю. Физика Земли. 1995. № 8.С. 79:84
- 3.Таймазов Д.Г. Патент № 2316027 «Способ определения изменений напряженно-деформированного состояния земной коры». БИ, 2008, № 3.
- 4.Таймазов Д.Г. О возможности повышения информативности гидрогеодинамических наблюдений на скважинах с отрицательными уровнями // Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. Выпуск № 50. Махачкала, 2006. С. 222-230.
- 5.Мельхиор П. Земные приливы. М.: Мир, 1968. 482 с.



## СОДЕРЖАНИЕ

ПАМЯТИ УЧЕНОГО (к 80-летию со дня рождения Курбанова Магомеда Курбановича) <i>Черкашин В.И.</i> .....	4
О НАУЧНОЙ И НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ М.К. КУРБАНОВА <i>Маммаев О.А.</i> .....	7
НАУЧНЫЙ ВКЛАД М.К. КУРБАНОВА В ИЗУЧЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ, ОТКРЫТИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИСТОЧНИКОВ МИНЕРАЛЬНЫХ И ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД <i>Магомедов Р.А., Мамаев С.А.</i> .....	11
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ В ТРУДАХ Д.-Г.-М.Н. КУРБАНОВА М.К. <i>Меликов М. М., Базманова П. М.</i> .....	14
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРСКО-КУМСКОГО БАССЕЙНА. <i>Маммаев<sup>1,3</sup> О.А., Мамаев<sup>2</sup> Б.О.</i> .....	18
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВОД РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ <i>Магомедов Ш.А., Маммаев О.А., Магомедов А.Ш.</i> .....	25
БАЛЬНЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ «БОЛЬШАЯ МАХАЧКАЛА». ПРИМЕНЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ <i>Курбанова Л.М.</i> .....	29
ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ ВОСТОЧНОГО ДОНБАССА. НЕКОТОРЫЕ ПОСЛЕДСТВИЯ РЕСТРУКТУРИЗАЦИИ УГОЛЬНЫХ ШАХТ РЕГИОНА <i>Гавришин А.И., Чуркин В.А.</i> .....	35
ИСКУССТВЕННОЕ ПОПОЛНЕНИЕ ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РЕЗЕРВУАРАХ <i>Ибрагимов Т.И., Самедов Ш.Г.</i> .....	38
ОПЫТ СООРУЖЕНИЯ АРТЕЗИАНСКИХ ВОДОЗАБОРНЫХ СКВАЖИН В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРСКО-КУМСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА (ТКАБ) И ВЫБОР ИХ КОНСТРУКЦИЙ <i>Кондаков В.М., Гусейнова А.Ш.</i> .....	43
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ДАГЕСТАНА <i>Самедов Ш.Г., Ибрагимов Т.И.</i> .....	52
ОПЫТНО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ РАЗВЕДКИ НА ТАРУМОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕПЛОЭНЕРГЕТИЧЕСКИХ ВОД <i>Ахмедов К.М., Омаров К.М.</i> .....	58
МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ С ПОМОЩЬЮ ПРОГРАММНОГО КОМПЛЕКСА MODFLOW <i>Мамаев С.А., Самедов Ш.Г., Ибрагимов Т.И., Ибаев Ж.Г.</i> .....	66
ПОДЗЕМНАЯ ГИДРОСФЕРА И ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРЕ <i>Магомедов Р.А., Меликов М.М.</i> .....	71
РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС «ПРОГРЕСС» КАК СОВРЕМЕННЫЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЙ И РАДИАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ. <i>Айтеков М.П.Б., Газалиев И.М.</i> .....	75
РАДИОАКТИВНАЯ ПОЧВЕННАЯ АНОМАЛИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ПЛОЩАДИ ДУЗЛАК <i>Газалиев И.М., Айтеков М.-П.Б., Бабаев М.Р. Идрисов И.А.</i> .....	78
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РФ И ИСЧЕРПАНИЕ УПРУГОЁМКОГО ПОТЕНЦИАЛА НЕДР <i>Магидов С.Х.</i> .....	80
ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ БИОЛОГИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ ПОЧВ И ИХ ДИНАМИКА В УСЛОВИЯХ АРИДНОГО КЛИМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА <i>Залибеков З.Г.</i> .....	84
О БИОЛОГИЧЕСКОМ РАЗНООБРАЗИИ ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОЧВ ДАГЕСТАНА <i>Биарсланов А.Б.</i> .....	89

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ПРЕДЕЛАХ ДАГЕСТАНА В XXI ВЕКЕ <i>Идрисов И.А.</i> .....	93
ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРУПНЫХ ОПОЛЗНЕЙ ДАГЕСТАНА <i>Идрисов И.А., Мамаев С.А., Ибаев Ж.Г.</i> .....	96
ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА МАЛЫХ ГЛУБИНАХ В ПРЕДЕЛАХ ДАГЕСТАНСКОГО СЕКТОРА ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА <i>Шарафутдинов В.Ф., Черкашин В.И., Корост С.Р., Исаева Н.А.</i> .....	101
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ГЛАВНОГО ХРЕБТА В БАССЕЙНЕ р. САМУР (МЕЖДУРЕЧЬЕ ДАККИЧАЙ-УСУХЧАЙ) <i>Пруцкий Н.И., Энна Н.Л., Лаврищев В.А.</i> .....	105
ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА <i>Энна Н.Л., Лаврищев В.А., Пруцкий Н.И.</i> .....	107
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА В ПРЕДЕЛАХ КАСПИЙСКОГО МЕГАБАССЕЙНА <i>Сабанаев К.С.</i> .....	112
КАСПИЙСКИЙ МЕГАБАССЕЙН, ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ <i>Сабанаев К.А.</i> .....	121
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОВ МАЛКИНСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ) <i>Снежко В.А., Толмачева Е.В.</i> .....	129
НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗАЛЬТОИДОВ ФИАГДОНСКОГО И МАЧХАЛОРСКОГО КОМПЛЕКСОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА <i>Снежко В.А.</i> .....	131
ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В ОСАДОЧНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ КАРБОНАТНЫХ Породах <i>Мацапулин В.У., Тулышева Е.В., Исаков С.И.</i> .....	134
ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ САМАРИЙ/НЕОДИМ В ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЕПЛАХ ДАГЕСТАНА <i>Мацапулин В.У., Исаков С.И., Серов П.А.</i> .....	137
ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ В ДОЛИНЕ р. СУЛАК <i>Мацапулин В.У., Исаков С.И., Юсупов А.Р., Тулышева Е.В.</i> .....	139
ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ГАЛЕЧНИКОВ ПОЙМЫ РЕКИ СУЛАК И ПРОДУКТОВ РАЗРУШЕНИЯ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ СЕЛ. МИАТЛЫ-АКАЙТАЛА И ИХ ПОИСКОВАЯ ОЦЕНКА <i>Паливода Н.К., Осика Д.Г.</i> .....	142
ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ КОНТАКТОВ КОЛЧЕДАННЫХ РУД С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ И ЕЁ ЗНАЧЕНИЕ В РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВНОЙ ОЦЕНКИ РУДНОГО ПОЛЯ КИЗИЛ-ДЕРЕ В ДАГЕСТАНЕ <i>Паливода Н.К., Отинова А.Ю.</i> .....	145
О ПРИРОДЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ИХ РОЛИ В СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ <i>Магомедов Р.А., Осика Д.Г., Мамаев С.А.</i> .....	150
СООТНОШЕНИЕ РЕЧНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ РАВНИНЕ ДАГЕСТАНА <i>Тулышева Е.В., Хлопкова М.В., Мацапулин В.У.</i> .....	158
ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕРСКО-КАСПИЙСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА <i>Гаджиева Т.Р., Шульгина Т.А., Каль Г.А.</i> .....	161
РАЗВИТИЕ АЛЬБСКОЙ БИОТЫ В СВЯЗИ С АБИОТИЧЕСКИМИ ФАКТОРАМИ НА ТЕРРИТОРИИ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА <i>Исаева Н.А.</i> .....	166

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ ДАГЕСТАНА

<i>Юсупов А.Р., Черкашин В.И.</i> .....	169
УКРЕПЛЕНИЕ ГРУНТОВМОДИФИЦИРУЮЩЕЙ ДОБАВКОЙ «ДС -35» ПРИ СТРОИТЕЛЬСТВЕ СЕЛЬСКИХ ДОРОГ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ДАГЕСТАН	
<i>Атемов М. С., Юсупов А. Р., Черкашин В. И.</i> .....	173
ИССЛЕДОВАНИЕ ДИАБАЗОВ АХВАЙ-ХУРАЙСКОЙ ИНТРУЗИИ КАК СЫРЬЕ НА СТЕКЛОВОЛОКНО	
<i>Агаларов Т.Г, Юсупов А.Р, Абдуллаев М.Ш.</i> .....	176
НЕКОТОРЫЕ ДИАЛЕКТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЕНЕЗИСА УГЛЕВОДОРОДОВ И ВОПРОСЫ ВОЗОБНОВЛЯЕМОСТИ И ВОСПОЛНЕНИЯ ИХ РЕСУРСОВ С ПОЗИЦИЙ ПОЛИГЕНЕЗА	
<i>Меликов М.М., Меликов Я.М.</i> .....	180
ФОРАМИНИФЕРЫ СРЕДНЕЙ ЮРЫ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. КАРА – КОЙСУ	
<i>Баркуева Л.С. Темирбекова У.Т.</i> .....	191
АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ КАЖУЩЕГОСЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СОПРОТИВЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД В СКВАЖИНЕ НА ОДНОМ ИЗ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПУНКТОВ СЕВЕРНОГО КAVKAZA В ПЕРИОДЫ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЮГО- ВОСТОЧНОЙ АЗИИ В 2004, 2011 ГОДАХ	
<i>Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И.</i> .....	195
СКАЧКООБРАЗНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГОРНЫХ ПОРОД В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС В ПЕРИОД ЗАКАТАЛИНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В АЗЕРБАЙДЖАНЕ 7 МАЯ 2012 г.	
<i>Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Алиев И.А., Алиев М.М., Мусиев А.Р., Идармачев И.Ш.</i> .....	199
РЕЗУЛЬТАТЫ ДИПОЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В РАЙОНЕ ЧИРКЕЙСКОЙ ГЭС	
<i>Идармачев Ш.Г., Идармачев А.Ш.</i> .....	204
ВАРИАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНА И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ	
<i>Алиев И.А., Идармачев Ш.Г., Черкашин В.И., Абдулаев Ш.-С.О., Мусаев М.А.</i> .....	210
АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ГАЗОВОГО СОСТАВА ИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН НА СЕТИ ПУНКТОВ НАБЛЮДЕНИЙ В СЕЙСМОАКТИВНОЙ ОБЛАСТИ ДАГЕСТАНА	
<i>Алиев И.А., Черкашин В.И., Абдулаев Ш.-С.О., Магомедов А.Г., Мусаев М.А.</i> .....	216
АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ЦЕЛЯХ СРЕДНЕМАСШТАБНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА	
<i>Асманов О.А., Адюлов З.А., Даниялов М.Г.</i> .....	218
МОДЕРНИЗАЦИЯ СЕТИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДАГЕСТАНА	
<i>Мирзалиев М.М.</i> .....	223
СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА С 1971 ПО 1975 гг.	
<i>Павличенко И.Н., Асманов О.А.</i> .....	228
СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА ЗА ПЕРИОД 1976 -1980 гг.	
<i>Мусалаева З.А.</i> .....	234
СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ ЗА 5 ЛЕТ (1981-1985 гг.)	
<i>Гамидова А.М.</i> .....	241
СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ЗА 1986-1990 гг.	
<i>Сагателова Е.Ю., Асманов О.А.</i> .....	246
СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ЗА 1991-1995 гг.	
<i>Абдулаева А.Р., Асманов О.А.</i> .....	251
СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА ЗА 1996-2000 гг.	
<i>Асманов О.А., Асекова З.О.</i> .....	256
СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА В 2000-2005 гг.	
<i>Асманов О.А. Батыров Т.Б.</i> .....	261
АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ДАГЕСТАНА ЗА 2005-2012 гг.	
<i>Исаев М.А., Амиров С.Р.</i> .....	266

О КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ С СЕЙСМИЧЕСКИМ РЕЖИМОМ ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА <i>Саидов О.А., Таймазов Д.Г., Шарпудинов Т.И., Магомед-Касумов М.Г.</i> .....	270
ГЕОХИМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ В СВЯЗИ С СЕЙСМИЧНОСТЬЮ <i>Саидов О.А.</i> .....	274
ИССЛЕДОВАНИЕ УПРУГОПЛАСТИЧЕСКОГО ДЕФОРМИРОВАНИЯ ФЕРРОМАГНИТНЫХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ СИММЕТРИЧНОМ ИЗГИБЕ <i>Сулейманов А.И.</i> .....	281
ИЗМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ПРИ ЭНДОГЕННОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ МОНТМОРИЛЛОНИТА <i>Гусейнов А.А., Юсупов А.Р.</i> .....	286
НАКОПЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ МОЛЛЮСКАМИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ <i>Хлопкова М.В.</i> .....	289
О ПУТЯХ РЕАЛИЗАЦИИ НОВЫХ АЛГОРИТМОВ СВОДНОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕКУЩЕЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ ДАГЕСТАНА <i>Таймазов Д.Г., Таймазов М.Д.</i> .....	294
АЛГОРИТМ И ПРОГРАММА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ И КООРДИНАТ ДЕФОРМАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПО ПЛОЩАДНЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ ГЕОПОЛЕЙ <i>Таймазов Д.Г., Сиражудинов М.М., Кадиев Р.И.</i> .....	300
ПРОЕКТ ПРОГРАММЫ СОВМЕСТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДАГЕСТАНСКОГО ФИЛИАЛА ГС РАН И ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ ДНЦ РАН ПО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЮ СРЕДСТВ И МЕТОДОВ СЕЙСМОДЕФОРМАЦИОННОГО МОНИТОРИНГА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ <i>Таймазов Д.Г.</i> .....	307
РАЗРАБОТКА И АПРОБАЦИЯ НОВЫХ АЛГОРИТМОВ И ПРОГРАММ СВОДНОЙ ОБРАБОТКИ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ И БАРОМЕТРИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ <i>Таймазов Д.Г., Шарпудинов Т.И., Магомед-Касумов М.Г.</i> .....	320



*Научное издание*

Труды Института геологии ДНЦ РАН  
Выпуск № 62  
Издаются по решению ученого совета ИГ ДНЦ РАН

## **Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа**

*Сборник статей по материалам научно-практической конференции (5-7 декабря 2013 г.),  
посвященный 80-летию отличника разведки недр СССР,  
заслуженного деятеля науки РД, доктора геолого-минералогических наук*

**КУРБАНОВА МАГОМЕДА КУРБАНОВИЧА**

Сборник набран, сверстан и отредактирован на компьютерной базе  
Гис-центра Института геологии ДНЦ РАН.  
Дизайн - Черкашин В.И., Верстка - Мамаев С.А., Магомедов Р.А., Ибаев Ж.Г.  
Набор – Исаева Н.А., Маммаев Б.О., Хазимова З.И., Гусейнова А.Ш., Магомедова Н.М.



**Типография АЛЕФ**

Типографские услуги: печать книг, монографий,  
сборников статей, брошюр, авторефератов присвоение ISBN.  
Электронная доставка диссертацией и авторефератов из РГБ.

---

Подписано в печать 03.12.2013г.  
Формат 60x84<sub>1/8</sub>. Печать ризографная. Бумага офсетная.  
Гарнитура «Таймс». Усл. п. л. 41. Тираж 300 экз.

Отпечатано в типографии АЛЕФ, ИП Овчинников М.А.  
367000, РД, г.Махачкала, ул.С.Стальского 50  
Тел.: +7-903-477-55-64, +7-988-2000-164  
E-mail: alefgraf@mail.ru